12

Volcanes y sus productos

Salen ráfagas de arenas incandescentes y forman
[torbellinos de nubes.
Conjurando sus poderes, los impetuosos vapores
Arrastran con ellos bloques de montañas, negra
[ceniza y fuego deslumbrante.

Lucilio el Joven (año 50 a.C.).

Aspectos generales

Como se indicó brevemente en la página 36, la actividad volcánica comprende todos los fenómenos asociados con la descarga en superficie de materiales magmáticos, sólidos, fundidos y gaseosos, procedentes de chimeneas o fisuras comunicadas con las zonas profundas de gran temperatura. Además de la erupción de gases calientes y lavas fundidas procedentes de los volcanes, la explosión y erosión de los gases produce grandes cantidades de materiales fragmentarios (piroclastos). Las grandes nubes de gases y vapores cargados de cenizas, que son el rasgo más característico de las erupciones explosivas, pueden ser luminosas u oscuras, según que el material fragmentario esté o no incandescente. Este aspecto «ígneo» o «humeante», junto con el resplandor de las lavas incandescentes subyacentes, fue la causa de la primitiva idea popular generalizada de que los volcanes son «montañas ardientes». Como apoyo aparente a esta descripción, los materiales piroclásticos que caen de las nubes volcánicas suelen parecerse a las cenizas y realmente se las denomina con este nombre. Sin embargo, esto no significa que estos productos volcánicos sean residuos de combustión.

Cuando las erupciones se producen a través de una chimenea vertical, el orificio se ensancha, por explosión hacia el exterior y por deslizamientos hacia el interior, y se convierte en un cráter de flancos en forma acampanada. Los volcanes con la estructura familiar de cono y cráter (fig. 12.1) se llaman de tipo *central,* porque la actividad está centralizada en torno a un conducto de tipo chimenea. Las lavas de un volcán central no siempre salen del cráter; puede resultarles más fácil llegar a la superficie a través de niveles más bajos, formando conos «satélite» o «parásitos» en los flancos de la estructura principal. El Etna, que es el volcán más alto de Europa (más de 3300 m), tiene más de dos centenares de conos y salidas satélite. Este ejemplo convierte al Cotopaxi, volcán activo más alto del mundo (unos 5974 m), en el volcán más notable. Hace erupción sólo por su cráter, y ha construido un cono perfecto casi tan alto como el Etna, aunque asentado en una plataforma de rocas más antiguas, levantada, que ya de por sí se encuentra a 2743 m sobre el nivel del mar (cf. fig. 12.3).

Otras estructuras volcánicas, de forma más o menos parecida a la de un escudo (p. ej. el Mauna Loa de Hawaii, figs. 12.26 y 12.27) son consecuencia de la adición de material desde fisuras abiertas a través de la cresta o de los flancos, o de mallas de aberturas situadas a lo largo de las zonas de fisura. Esto está especialmente bien representado por el Heleakala, volcán situado en la isla del NO de Hawaii (fig. 12.2). En cierto modo, los volcanes de escudo son de transición al tipo islandés de volcán de fisura, representado por la erupción de Laki de 1783 (pág. 37). Las grandes erupciones de fisuras de eras antiguas, que descargaban inmensos volúmenes de lava básica sumamente fluida y construían mesetas de basalto de extensión enorme, probablemente eran similares a la erupción de Laki, diferenciándose sólo en que el volumen de lava solía ser mayor, y la

Figura 12.1. Mayon, al sudoeste de Luzon, Islas Filipinas. Cono volcánico de 2421 m de altura que se eleva desde una llanura situada casi a nivel del mar. Exceptuando las irregularidades radiales debidas a la erosión pluvial, los derrubios y las coladas de lava recientes (de 1928, 1938, 1947 y 1953) la simetría de su forma se aproxima mucho a la matemáticamente perfecta. Sus rivales en cuanto a simetría son el Fujiyama (Japón) y el Cotopaxi (Ecuador). El cráter tiene un diámetro de unos 500 m *(J. P. Iddings).*

proporción de piroclastos, mucho menor. Se piensa que ciertas capas de ignimbrita de gran volumen, como las del distrito volcánico de Nueva Zelanda, también pudieron salir a través de fisuras

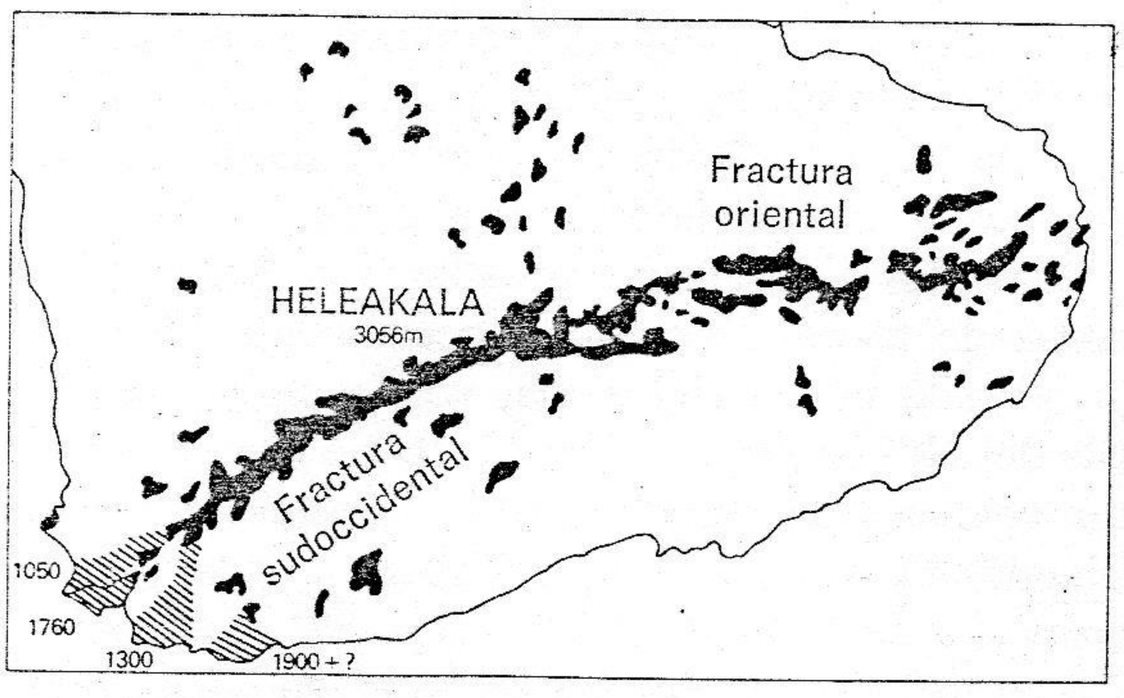


Figura 12.2. El Heleakala y sus zonas de fractura, extremo oriental de Maui, al NO de Hawaii. En negro, zonas de fractura y conos aislados de ceniza. Las coladas de lava de los últimos mil años se marcan con puntos (*Según Stearns y Macdonald,* 1942).

aunque, afortunadamente, en los tiempos históricos no se han producido erupciones tan pavorosas para poderlo comprobar.

Algunos volcanes centrales tienen depresiones gigantescas entre los flancos de su cima truncada, que a primera vista dan la impresión de que en algún estadio inicial el volcán en cuestión no sólo arrojó su propia cima sino también gran parte de su masa. Tal depresión se llama *caldera* (figura 12.24). El diámetro de una caldera, que puede ser de hasta más de 15 km, es varias veces mayor que el de una abertura eruptiva. Este contraste de tamaño es precisamente lo que distingue una caldera de un cráter. Se observa que la mayoría de las calderas investigadas, incluyendo muchas de las mayores conocidas, son consecuencia del colapsamiento y hundimiento de la superestructura original durante grandes erupciones, que cubrieron las zonas adyacentes con extensas capas de «cenizas» e ignimbritas. Las calderas de «explosión» que realmente pueden adscribirse a una acción de expulsión hacia arriba de la parte superior de un cono son relativamente pequeñas. Un cráter así ensanchado se puede rellenar rápidamente y volver a recuperar sus proporciones normales en la siguiente erupción, tal como se indica en la figura 12.23.

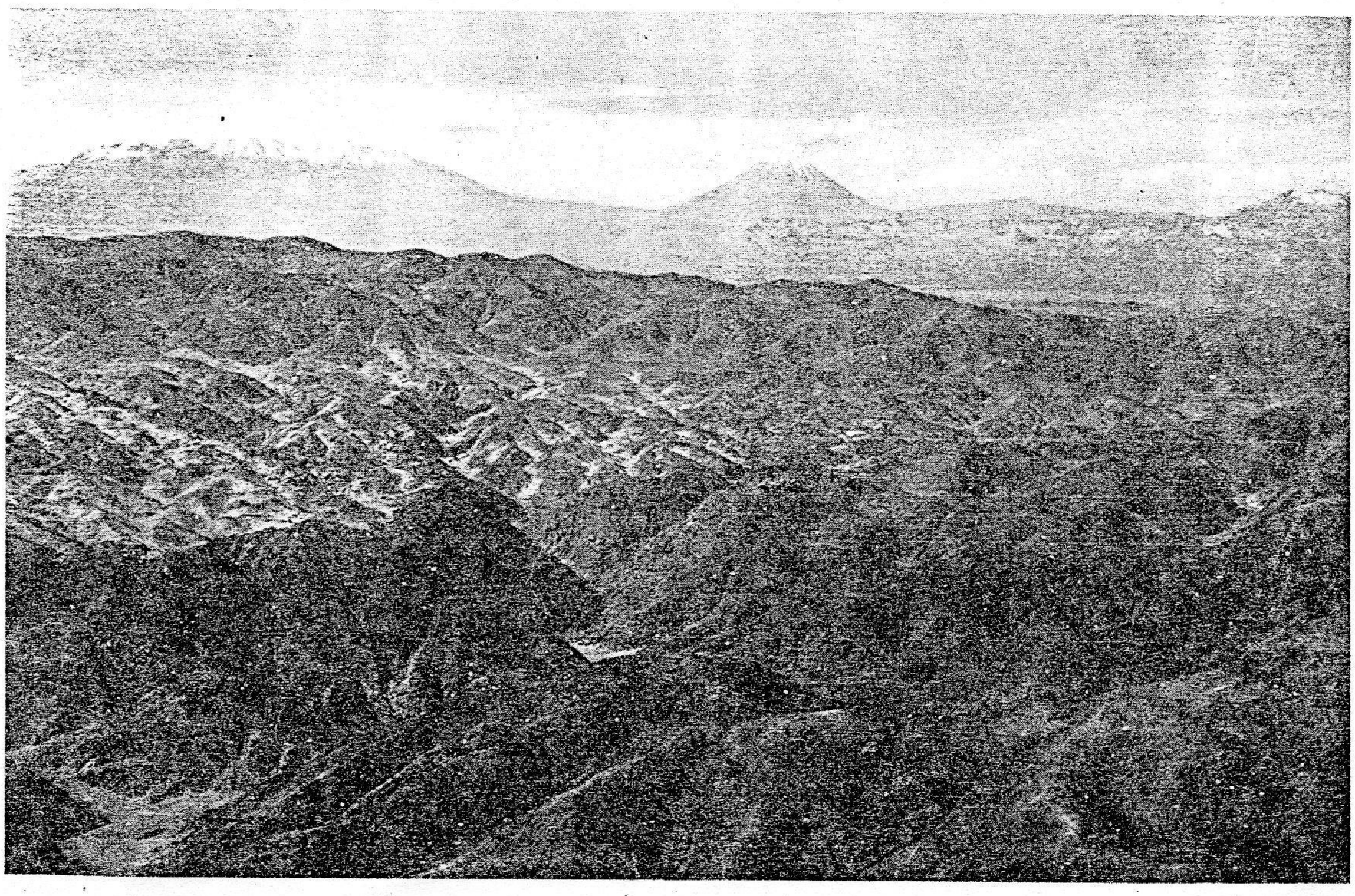
Algunos volcanes se mantienen en erupción más o menos continuamente durante largos períodos de tiempo, aunque en la mayor parte de los casos la actividad es intermitente, y algunos volcanes, entre los cuales se cuentan los más peligro-

sos, tienen largos períodos de reposo durante los cuales cesa todo signo externo de actividad o se reduce a exhalaciones de vapor de agua y otros vapores a través de aberturas llamadas *fumarolas* o *solfataras*. Cuando un volcán se extingue pasa por etapas similares de atenuación de su actividad. Allí donde la salida concentrada de exhalaciones calientes se produce en presencia de abundante agua subterránea, como en Yellowstone Park, se dan las condiciones favorables para la aparición de géiseres y manantiales termales (página 298).

A veces, a los volcanes que han pasado mucho tiempo sin mostrar actividad se los ha considerado extinguidos, hasta que un rejuvenecimiento desastroso de su actividad ha demostrado lo contrario. El ejemplo clásico de error trágico fue la inesperada erupción del Vesubio en el año 79 de nuestra era. El volcán había estado dormido tanto tiempo que no se conservaba ninguna tradición de sus erupciones prehistóricas. Al fundarse Pompeya y Herculano, en tiempos en que Nabucodonosor era rey de Babilonia, las fértiles laderas exteriores de la montaña estaban cubiertas de bosques y viñedos y las grietas del collar semicircular llamado monte Somma estaban frondosamente festoneadas de viña virgen. Por muchos siglos se había considerado el volcán como fondo de un paisaje familiar. Sin embargo, en el año 79, después de varios años de terremotos locales, como los que actualmente se identificarían claramente como indicios de peligro, se produjo la catastrófica erupción que cubrió Pompeya con ráfagas de cenizas ardientes y arrasó Herculano en torrentes de barro caliente que se endureció como el cemento.

Los que viven lejos de las regiones volcánicas a veces se sorprenden de que hombres y mujeres se hayan establecido allí donde sus cosechas pueden destruirse por vapores y cenizas y donde sus campos y viñedos pueden aniquilarse por ríos de lava, eso sin hablar de los peligros para sí mismos. Pero los volcanes en conjunto no son todos perjudiciales, ni son los únicos perjudiciales. Tor-

Figura 12.3. Altiplano levantado en Chile, con picos volcánicos de los Altos Andes en el fondo *(Sociedad Geológica de América: Foto G. R. Johnson).*



nados, terremotos e inundaciones pueden ser igualmente devastadores. Calamidades como la horrible suerte que corrió Pompeya en el año 79 y San Pedro de la Martinica en 1902 (pág. 243) afortunadamente no son frecuentes. A pesar del hecho de que la energía liberada en las erupciones más catastróficas equivale a la de los megatones liberados por miles de bombas de hidrógeno, lo cierto es que, en promedio, la amenaza contra la vida que suponen los volcanes no puede competir con la que suponen los vehículos a motor. Como compensación al riesgo, está el atractivo irresistible de la famosa fertilidad del suelo que caracteriza las regiones volcánicas. Los productos de descomposición de las lavas, ricos en nutrientes para las plantas, son arrastrados por la arroyada, cuesta abajo, hasta las llanuras circundantes y las lluvias de ceniza, intermitentes, si no son demasiado copiosas, rejuvenecen el suelo y se incorporan a él, aumentando su espesor. Este doble aspecto de la actividad volcánica —destructiva y beneficiosa— ha sido reconocido desde los tiempos más remotos y recogido en leyendas.

Gases volcánicos

El vapor de agua es, sin duda, el más común de los gases volcánicos. Puede proceder en parte o del todo de fuentes superficiales tales como los lagos de los cráteres, las aguas subterráneas y el mar. Las ráfagas de vapor de agua debidas al calentamiento de esta agua extraña, sin la intervención de erupciones de material incandescente, suelen describirse como explosiones *freáticas*, aunque no suele ser fácil decidir qué parte del vapor de agua liberado es freática y qué parte es magmática. Se han recogido gases de las grietas de pequeñas burbujas de lava formadas sobre surgencias de gas situadas en el borde del lago de lava de Halemaumau (fig. 12.4). Con esta técnica se evita al máximo, dentro de lo humanamente posible, la contaminación por aire. Además del vapor de agua (que constituye del 60 al 90 por ciento) los otros gases encontrados son, por orden de abundancia, anhídrido carbónico, nitrógeno y anhídrido sulfuroso, y proporciones menores de hidrógeno, monóxido de carbono, azufre y cloro. En todas partes donde hay lavas y fumarolas ac-

Freatica: acceso de agua subterranea q' se mueve en

Figura 12.4. Recolección de gases en el borde del lago de lava Halemaumau, en el Kilauea, 28 de mayo de 1912. El tubo colector penetró unos 30 cm en una grieta por la que salía el gas del cono. Véanse también las figuras 12.29 y 12.30 *(A L. Day, Laboratorio Geofísico, Institución Carnegie de Washington).*

tivas, se desprenden asociaciones análogas de gases, junto con varios compuestos relacionados, tales como hidrógeno sulfurado, ácido clorhídrico y otros ácidos, y cloruros volátiles de hierro, potasio y otros metales. En las superficies frías se depositan incrustaciones de azufre, cloruros y gran variedad de compuestos raros.

El estudio comparativo de los muchos análisis de gases de los que actualmente se dispone indica que las muestras consideradas menos contaminadas son más ricas en gases elementales y menos oxidados, como el hidrógeno y el monóxido de carbono. Parte del vapor de agua procede de la oxidación del hidrógeno, de lo que se deduce que el hidrógeno y sus acompañantes, altamente reactivos, deben ser más abundantes en los gases magmáticos primarios que en las muestras que eventualmente llegan a la superficie. Incluso éstas todavía son capaces de reaccionar entre sí y generar calor, y de reaccionar con el oxígeno del aire o del Fe_2O_3 de las lavas en las que se liberan los gases o a través de las cuales pasan cuando salen. En el Kilauea se ha registrado una sorprendente evidencia de esta generación de calor (página 235 y fig. 12.30). Por el espectro de gases luminosos emitidos en el Nyamuragira durante su gran erupción de 1934, Jean Verhoogen dedujo que el nitrógeno estaba presente en una forma «activa», o sea, en un estado de mayor energía que el del nitrógeno atmosférico, relativamente inerte. Este nitrógeno magmático debió haber adquirido su energía adicional en profundidad, y al llegar a la superficie aún quedaba por ceder por lo menos parte de ella. No se conoce la fuente de los gases magmáticos; aunque en parte pueden proceder de rocas sedimentarias preexistentes y de otras rocas corticales, hay muchas razones para suponer que fuentes de grandes profundidades hagan su aportación adicional. El estado, ya mencionado, del nitrógeno, la constitución isotópica del carbono y del oxígeno en el CO_2 volcánico y, sobre todo, el hecho de las altas temperaturas localizadas, en conjunto sugieren que el ascenso de gases de gran energía desde el manto puede muy bien ser una de las causas fundamentales de la actividad volcánica. Una erupción paroxismal es una manifestación sobrecogedora de la energía que puede ser liberada y de la fuerza de propulsión ejercida por los gases volcánicos.

En la página 198 se ha discutido el papel que juegan los gases en la apertura de conductos a través de la corteza y, en la construcción de vías de salida de la lava. La importancia de los gases en la fluidización, que intervienen en las funciones de erosión y transporte, sugiere que en la actividad volcánica, la proporción de gases a lava debe ser mucho mayor de lo que se supone. Las observaciones realizadas en los volcanes basálticos de Hawaii y Paricutín sugieren valores en peso de 0,4 a 1,1 por ciento de gas. Éstas parecen cifras despreciables, pero si pensamos que 1 gr de agua (1 cm^3 a temperatura y presión atmosféricas ordinarias) ocupa 4500 cm^3 a 1000°C, la relación de volumen es más impresionante. Y como contraste a la escasa expresividad de aquellas cifras vale la pena mencionar que la cantidad de gases liberados en la erupción del Vesubio de 1906, calculada en base al tamaño del conducto y a la velocidad de emisión, fue «muchas veces mayor que la masa total de cenizas y lavas». Además, la alta proporción de piroclastos —la mayor parte de ellos atomizados y arrastrados por los gases— producidos durante las erupciones de lavas más ácidas (pág. 219) es evidente que implica la existencia de una proporción de gas adecuadamente alta.

La densidad de los magmas y de las lavas fundidas se ve reducida por la presencia de gases disueltos, y aún disminuye más cuando las burbujas de gas separan el líquido y forman espuma. Debido a este efecto, un magma rico en gases es capaz de subir a niveles mucho más altos de lo que lo haría sin gases. La fenomenal altura del Cotopaxi y de otros volcanes andinos, asentados en altas mesetas (fig. 12.3) está relacionada, por lo menos en parte, con la excepcional abundancia de los gases responsables de sus devastadoras erupciones. No se trata sólo de su abundancia sino también de su gran fuerza propulsora, ya que, incluso a esta altura tan grande, la erupción del Cotopaxi de 1929 lanzó un bloque de unas 200 toneladas de peso a unos 14 km del cráter y formó nubes de material autoexplosivo a varios centenares de metros de altura sobre su cima.

Coladas de lava

La temperatura de la lava acabada de salir del volcán raramente supera en mucho la de su punto de fusión y, según la composición y con-

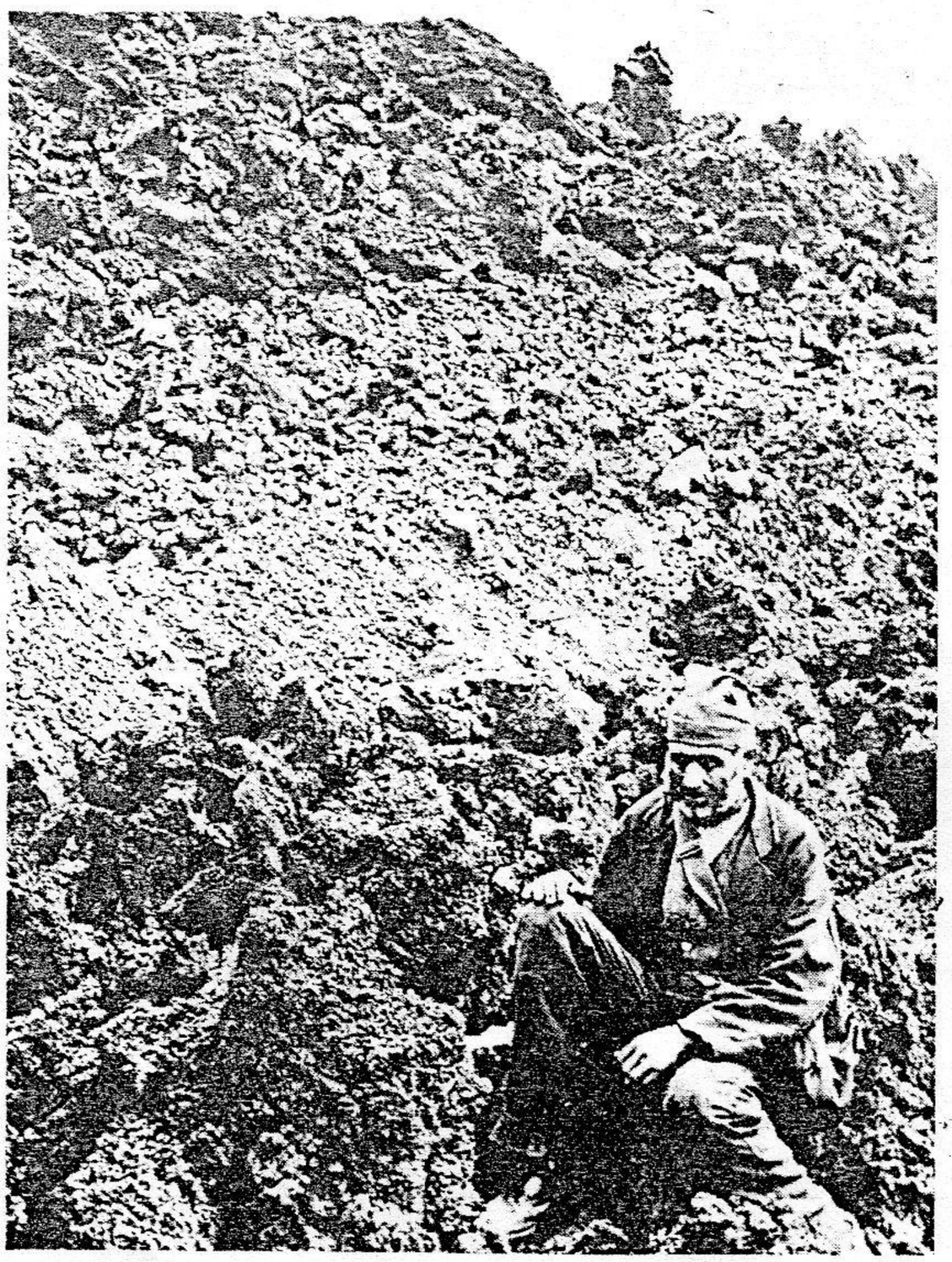


Figura 12.5. Lava *aa* o en bloque: *arriba* Frente de avance de una colada del Hekla; erupción de 1947 *(G. Kjartansson).*
abajo Flujo de lava del Etna, cerca de Nicolosi; erupción de 1886 *(Tempest Anderson).*

tenido en gas, oscila entre valores que, generalmente, se encuentran entre los 900° y los 1200°C. Las lavas básicas, como el basalto, suelen ser las más calientes, aunque no siempre lo son. La movilidad de las lavas fundidas depende de los mismos factores. Mientras queda en solución gas en suficiente proporción, una lava puede seguir fluyendo hasta que la temperatura baja hasta, pongamos por caso, 700°C. Pero cuando la misma lava ha cristalizado y ha expelido casi todo su gas, el volverla a movilizar exige que la temperatura sea varios centenares de grados más alta. O sea, la pérdida de gases induce a la consolidación.

Mientras mantienen las propiedades de los líquidos coherentes, las lavas basálticas tienden a fluir libremente a lo largo de grandes distancias, incluso por pendientes suaves, antes de que se paren. La velocidad depende de la movilidad y de la pendiente; una colada de lava confinada en

un valle de fuerte pendiente puede avanzar a velocidades que, localmente, pueden llegar a ser de 45 a 60 km por hora. Aunque estas velocidades son muy raras. Incluso un valor de 15 km por hora es ya raro, y, a medida que la lava se enfría y se inmoviliza o libera gases expansivos y se vuelve espumosa, su viscosidad aumenta y el movimiento se vuelve perezoso.

En contraste con los basaltos, las lavas ricas en sílice (si son coherentes) son ya desde el principio tan espesas que se congelan en forma de espesas lenguas antes de que avancen mucho. Como ya se ha visto (pág. 80), las extensas formaciones que solían considerarse coladas de lava de riolita o dacita, al investigarlas en detalle, han resultado ser capas de ignimbrita. Éstas hicieron erupción en forma de nubes de partículas incoherentes de lava y fueron transportadas por gases expansivos a velocidades muy superiores a las alcanzables por flujos de lava coherente. Es importante recordar que en el paso de líquido (con el gas disuelto) a espuma (con el gas en forma de burbujas), la viscosidad aumenta mucho, mientras que si la mezcla de gas y líquido forma un atomizado, la viscosidad disminuye bruscamente a un valor muy bajo.

Los flujos de lavas básicas que se consolidan adquieren formas de dos tipos distintos, según pasen o no a una espuma de burbujas gruesa. Los términos ingleses para ambos tipos son respectivamente *block lavas* (fig. 12.5) y *ropy lavas* (figura 12.6), aunque técnica e internacionalmente se conocen con los términos hawaianos *aa* (se pronuncia *ah-ah* y significa rugoso o erizado de púas) y *pahoehoe* (que significa liso). Las lavas *aa* o lavas en bloque tienden a formarse en flujos parcialmente cristalizados de los cuales los gases escapan en explosiones súbitas. La costra que se solidifica se expande y se hincha por efecto de los gases, y se rompe formando un conjunto irregular de bloques ásperos, dentados y escoriáceos que a menudo tienen bordes como cortados con cuchillo y peligrosos. A través de las aberturas del montón frontal, la lava pastosa candente va saliendo y empujando la escoria. A intervalos, ésta resbala, es revuelta o queda enterrada bajo el perezoso flujo de lava, que avanza cargado de bloques de escoria.

Figura 12.6. Cascadas de lava *pahoehoe* o lava cordada, Kilauea, Hawaii *(W. C. Mendennall, Servicio Geológico de los Estados Unidos de América).*

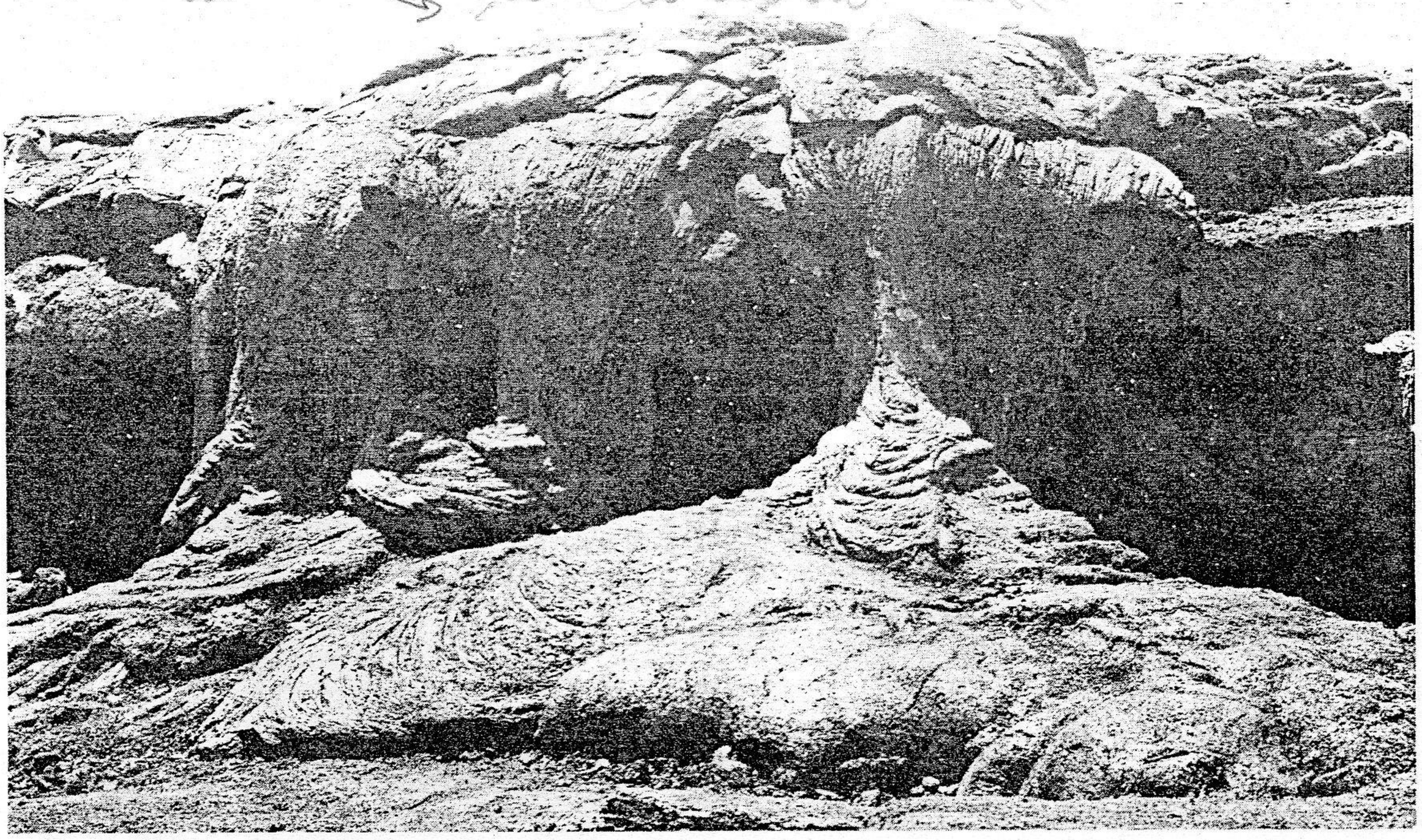


Figura 12.7. Estructura almohadillada de una lava submarina de fines del Precámbrico, que actualmente aflora en una superficie erosionada por un glaciar cerca de Tayvallich (distrito de Loch Awe), Strathclyde *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

En el Mauna Loa se ha observado que cuando el gas sale violentamente de las aberturas de la cima, la veloz lava adquiere muy pronto las características de la variedad en bloques. Por el contrario, la lava que sale de las fisuras situadas en partes más bajas de los flancos suele ser de tipo *pahoehoe* o *cordada.* Esto ilustra una característica de muchos volcanes: la salida mucho más copiosa de gas por el cráter de la cima que por las aberturas accesorias de los flancos. La lava cordada se enfría más lentamente y permanece en movimiento más tiempo que la lava en bloque. El gas escapa tranquilamente y las raras burbujas que en ocasiones pueden formarse, suelen ser de tamaño microscópico. Al congelarse el flujo, se forma una piel lisa que pasa a formas cordadas como las que forma la brea al fluir (figs. 12.6 y 12.29). En la parte frontal, antes de que el flujo se inmovilice, la lava todavía móvil avanza por

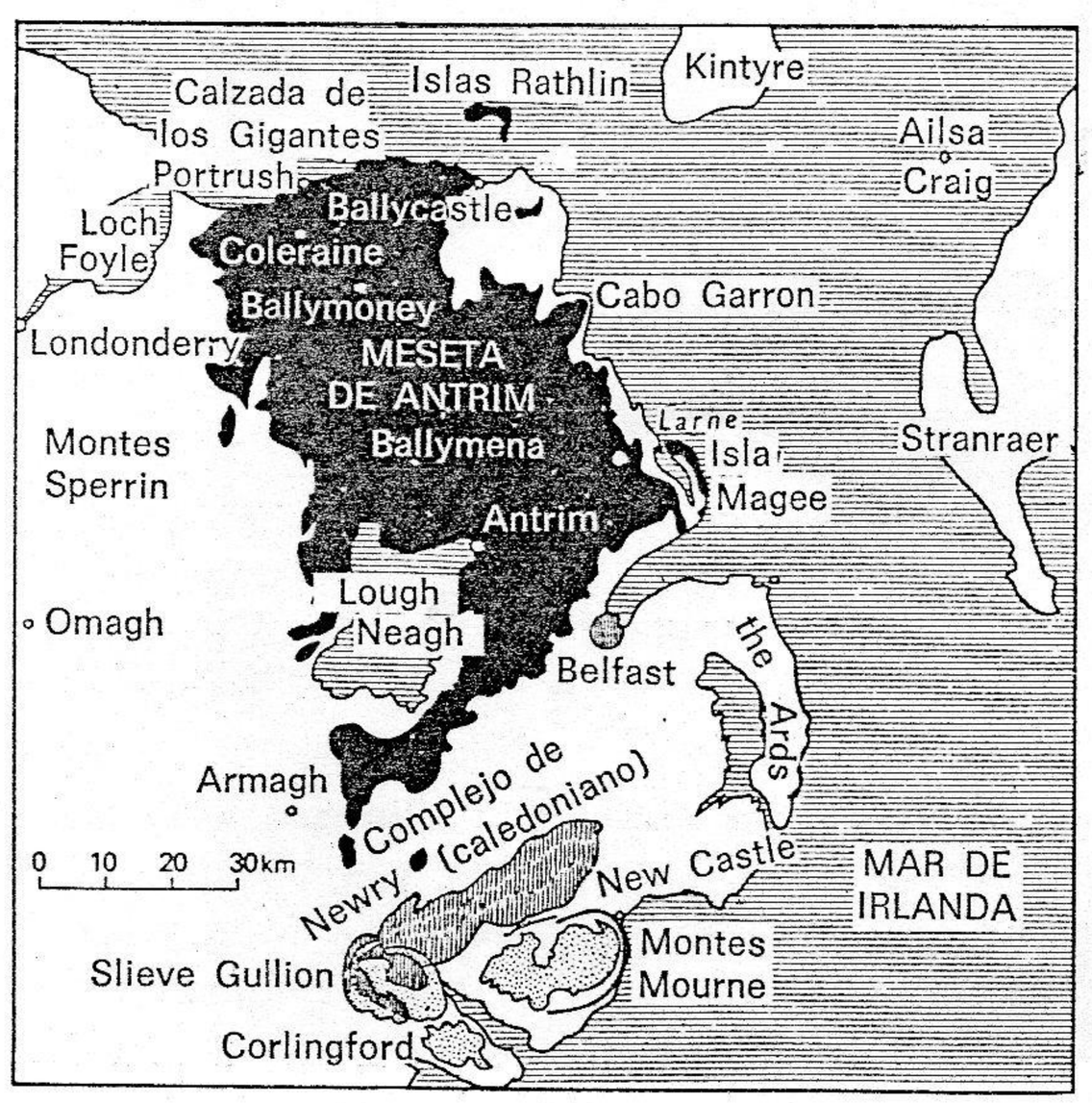


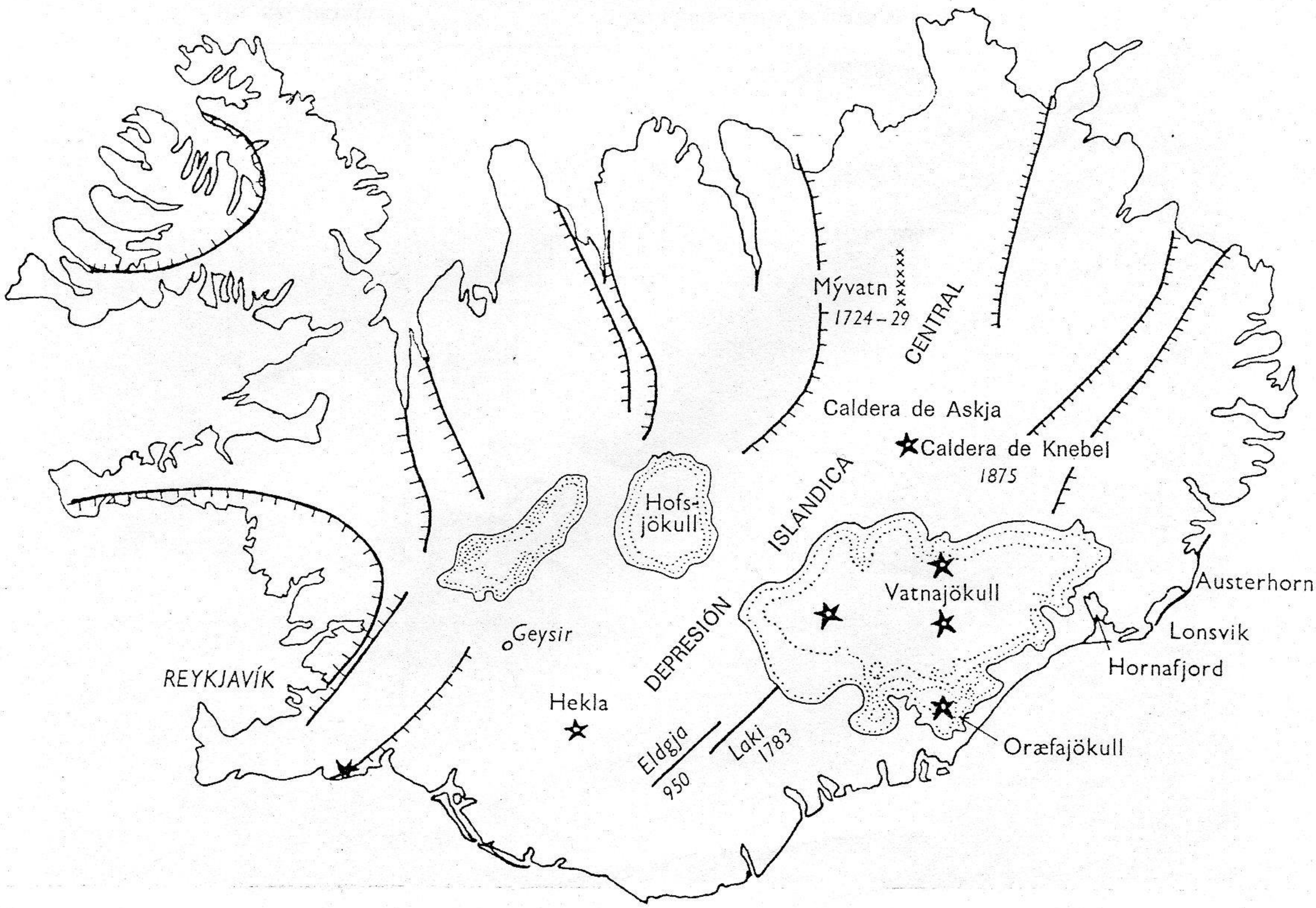
Figura 12.8. Mapa del nordeste de Irlanda en que se ven los basaltos de meseta terciarios (en negro), los centros terciarios volcánicos e intrusivos de Slieve Gullion (véase la fig. 11.17), Carlingford y Mourne (punteado) y el complejo caledoniano de Newry (rayado vertical discontinuo).

la formación de lóbulos bulbosos y dedos a través de su propia piel plástica semi-consolidada. A veces ocurre que, después de haberse solidificado la superficie superior y los bordes de una colada de este tipo, la lava fundida restante se escapa y deja un túnel hueco. Algunas de las cuevas de lava de Islandia y Hawaii son famosas por los brillantes «carámbanos» negros vítreos que cuelgan de su techo.

Cuando una lava cordada fluye sobre el fondo del mar o bajo una cubierta refrigerante de agua, al consolidarse adquiere una estructura similar a la de un montón de almohadillas revueltas y apropiadamente se la denomina *lava almohadillada* (en inglés, «*pillow lava*») (fig. 12.7). En el momento en que cada lengua de lava emergente ha alcanzado el tamaño de una almohadilla, la piel, enfriada con tanta rapidez, impide un crecimiento mayor. Las nuevas lenguas, exudadas desde la base del frente que avanza o que salen de grietas de la corteza vítrea, se amontonan igualmente en almohadillas y así el proceso se continúa. Se ha visto el desarrollo activo de la estructura almohadillada en las islas volcánicas del Pacífico, allí donde los flujos basálticos de las islas penetran en el mar. Además, las lavas almohadillas emergen en las dorsales mesooceánicas y en presencia de los fondos marinos es bien conocida.

La estructura columnar, ampliamente discutida en la página 72, se desarrolla en la parte inferior de las coladas de lava que se han consolidado bajo condiciones de estancamiento (figs. 1.1 y 1.2). Es especialmente característica de los basaltos de grano fino, textura uniforme y relativamente libres de burbujas que forman masas. La mayor extensión de basalto de meseta de las islas Británicas es la de Antrim (fig. 12.8), pero ésta es sólo una pequeña pared de la gran provincia ártico-británica, que a principio del Terciario sufrió

Figura 12.9. Mapa índice de Islandia que indica la situación de las localidades ilustradas en las figuras 3.5, 3.12, 3.13, 3.14, 12.5, 12.15, 12.46, 14.3, 18.33, 20.56, 23.54.



inundaciones basálticas en vastas zonas de su superficie. Aunque gran parte de ellas se han hundido y ahora se encuentran en el mar, aún afloran más de 150 000 km² en Antrim, Hébridas Interiores, Faroës, Islandia y Groenlandia oriental y occidental. Posteriormente, en algunas localidades y entre ellas Islandia, debido a la actividad que se renovó durante el Pleistoceno y que actualmente es aún tan vigorosa como en otras partes del mundo, surgieron escudos y otros tipos de volcanes (fig. 12.9). Volcanes como el Slieve Gullion (fig. 11.17), el Skye (fig. 12.10) y el St. Kilda de las islas Británicas son sólo las raíces de antiguos volcanes, que aparecen expuestas por la denudación sostenida durante millones de años.

Basaltos de mesa o de meseta que cubren extensiones de más de 500 000 km² se encuentran en la región noroccidental de Estados Unidos de América en Columbia y río Snake (Mioceno a Reciente), en el Decán de la India)principios del Terciario) y en la región sudamericana de Paraná (Jurásico). Otras extensas regiones que se inundaron de basaltos durante el Jurásico o el Terciario se encuentran en Mongolia, Siberia, Arabia, Siria, en muchas partes de África (p. ej. Etiopía, alrededor de las cataratas Victoria y a lo largo del Drakensberg frente a Natal) y en partes de Australia. Allí donde las coladas se adelgazaron y la erosión se las ha llevado, se ve que en las rocas subyacentes penetraron multitud de diques. En muchas otras regiones (como se menciona en la pág. 181) estos canales de alimentación no lograron llegar a la superficie, pero impregnaron las rocas subsuperficiales con incontables coladas interestratificadas. En conjunto, en los últimos 180 millones de años han subido de las profundidades más de 4 millones de km³ de basalto.

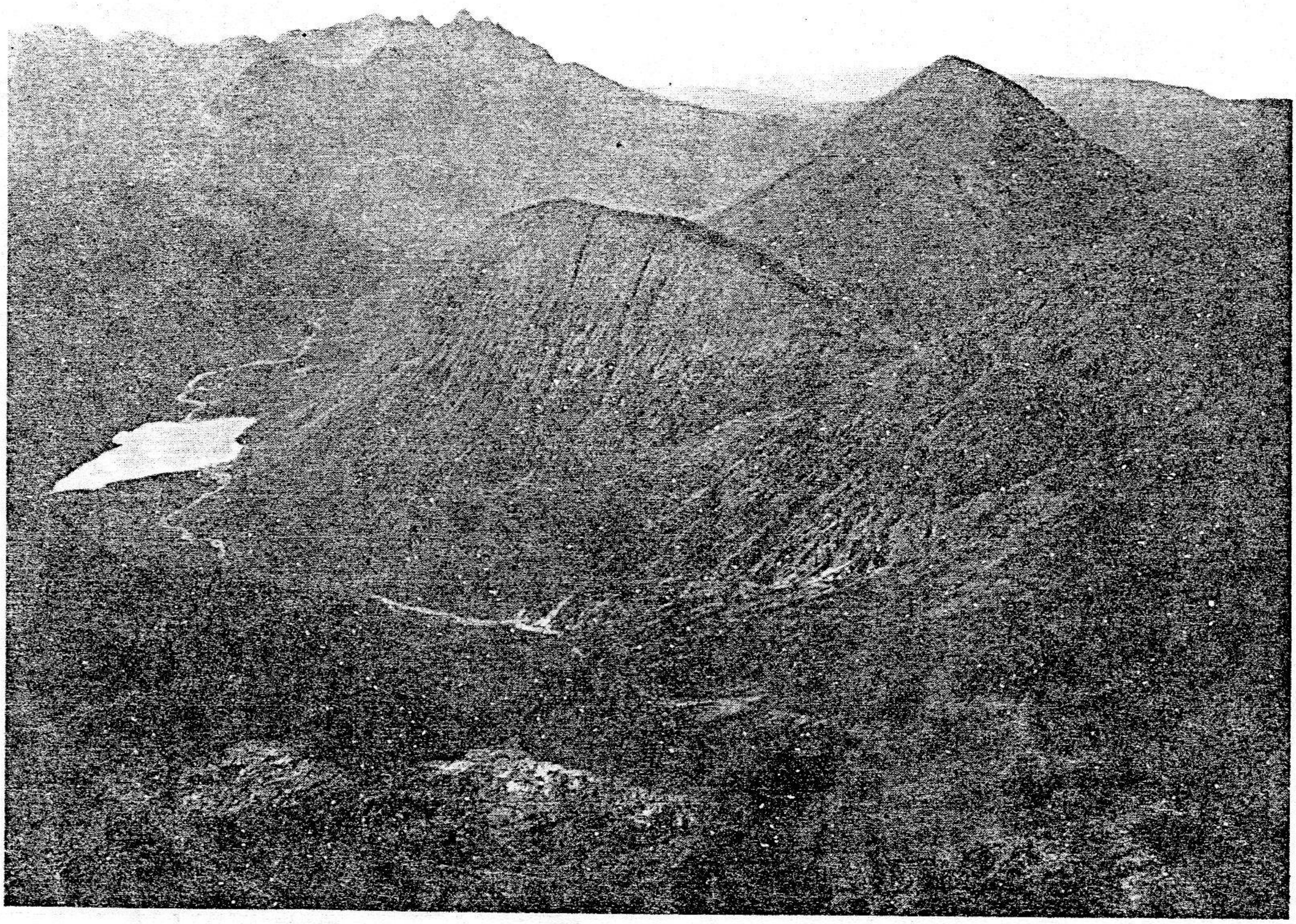


Figura 12.10. Raíces del principal centro de actividad ígnea terciaria de Skye. Las Red Hills (de granófido y granito) y las Cuillin Hills (mantos interestratificados y rocas volcánicas basálticas, que actualmente son casi todas gabro) al fondo, a la izquierda *(G. P. Abraham, Keswick).*

Volumen (en km³) de las lavas y piroclastos arrojados en las principales erupciones

Lavas: principalmente basálticas.		*Piroclastos: principalmente tefra riolítico-andesítica.*	
Islandia (Prehistóricas)	43	Tambora, Sumbawa, Indonesia, 1815	100
Laki, Islandia, 1783	12	Crater Lake, Oregón (Prehistóricos)	40-50
Kilauea, Hawaii, 1840	5,5	Katmai y Novarupta, Alaska, 1912	20
Mauna Loa, Hawaii, 1955	5	Krakatoa, Indonesia, 1883	18
Nyamuragira, Zaire, 1894	3,6	Oraefajökull, Islandia, 1562	10
Nyamuragira, 1938	2,5	Coseguina, Nicaragua, 1835	10
		Bezymianny, Kamchatka, 1956	2,8
		Paricutín, México, 1943-52	1,3
Hekla, Islandia 1947	1,3	Hekla, Islandia, 1947	1
Sakurajima, Japón 1914	1,2	Sakurajima, Japón, 1914	1
Etna, Sicilia, 1669	1		
Paricutín, México, 1943-52	0,7	(En la mayoría de las erupciones las cantidades son mucho menores, por ejemplo, para el Vesubio, 1906, los cálculos son: lava 0,02, tefra 0,24 km³)	
Hekla, Islandia, 1845	0,5		
Mauna Loa, Hawaii, 1950	0,5		
Etna, Sicilia, 1852	0,4		

Volumen (en km³) de los conjuntos regionales

(sólo se han calculado los valores mínimos)

Lavas basálticas: principalmente basaltos de meseta.		*Piroclastos: principalmente tefra e ignimbritas.*		
Decn, India, Eoceno	700 000	Great Plains, EE.UU.	Cretácico	15 000
Columbia y Río Snake, EE.UU.	Mioceno y posteriores 300 000	Great Plains, EE.UU.	Terciario	15 000
		Patagonia, Terciario		10 000
		Taupo-Rotorua, N. Z., Plio-Pleistoceno		8 000
Siberia, Jurásico inferior	250 000	Andes peruanos, Pleistoceno		4 000
Paraná, Sudamérica, Jurásico inferior	200 000	Colorado, EE.UU. Mioceno		4 000
L. Superior, Precámbrico	120 000	Yellowstone Park, EE.UU. Plioceno y posteriores		2 400
Islandia (sobre el nivel del mar)	55 000	Lago Toba, Sumatra, Prehistóricos		2 000
Meseta de Clyde, Escocia, Carbonífero	2 500			
Meseta de Antrim, Terciario	800			

Los valores calculados de las tablas adyacentes son interesantes porque muestran las proporciones relativas de las diferentes clases de lavas y piroclastos. Entre las lavas, el basalto ocupa el primer lugar con mucha ventaja, y hay que añadir que en la mayoría de volcanes insulares basálticos del Pacífico sólo el 1 por ciento de los materiales que hacen erupción son piroclastos. Por otra parte, el volumen de los flujos de tobas y otros piroclastos procedentes de muchos de los volcanes riolita-andesíticos de los márgenes del Pacífico y de Indonesia es muchísimo mayor que el de las lavas, aunque a veces ha habido excepciones importantes de esta «regla». A nivel regional, hay volúmenes impresionantes de piroclastos ácidos, pero aún así no constituyen más que un pequeño porcentaje del gigantesco volumen de los batolitos graníticos. Los batolitos de la cordillera costera de Columbia Británica, por ejemplo, ocupan una extensión de aproximadamente 3 000 000 km³, y los batolitos de California (Alta y Baja), la mitad de este volumen.

Piroclastos

Los piroclastos se han descrito brevemente en la página 78, donde se han diferenciado tres fuentes significativamente distintas de material volcánico fragmentario eyectado; también en las páginas 198-202, donde se han considerado algunos de los variados procesos de fragmentación-explosión, ondas de choque y erosión con gas. Los materiales piroclásticos de las tres fuentes mencionadas se describen (aunque con términos poco afortunados) como

a) *esenciales,* cuando se consolidan a partir de lava «viva» durante la erupción que se considera;

b) *accesorios,* cuando están formados de fragmentos de lavas «muertas» y piroclastos de erupciones anteriores; y

c) *accidentales,* cuando consisten en fragmentos de rocas corticales procedentes del zócalo del edificio volcánico.

En 1954 Thorarinsson introdujo el término *tefra* (que en griego significa cenizas) para designar piroclastos sueltos y su uso se extendió rápidamente más allá de Islandia y se usa especialmente para los productos volcánicos en los que predominan materiales esenciales. Para evitar la ambigüedad de los términos indicados, aquí se utilizará la palabra *tefra,* sin calificación, para los piroclastos no consolidados de la clase «esencial».

Los materiales fragmentarios lanzados al aire caen a distancias variables del lugar de erupción según su tamaño, la fuerza y dirección de propulsión y la fuerza y dirección de los vientos. Excepto en el caso de explosiones violentas, los fragmentos mayores, incluyendo bombas, trozos de escoria o piedra pómez, o bloques de rocas más antiguas, suelen caer junto al borde del cráter y rodar por los taludes internos o externos, formando depósitos caóticos de *aglomerados* o *brecha volcánica.* Las bombas volcánicas representan coágulos de lava viva que en general se enfriaron antes de llegar al suelo, por lo menos en su parte de afuera. Algunas de ellas son globulares, esferoidales o fusiformes debido a que adquieren su forma mientras sufren una rápida rotación en su vuelo (fig. 12.11). Otras son de forma menos regular, bien porque ya eran rígidas al principio o bien porque, como en el caso de la lava *aa,* perdieron sus gases por explosión. Algunas de éstas tienen una red de grietas profundas en una corteza vítrea y por eso se llaman apropiadamente bombas de *corteza de pan.* Debe recordarse que las masas mayores de lava muerta o de rocas del zócalo no son bombas; se las puede designar como *bloques* eyectados. Si estos bloques están bien rodados (como, por ejemplo, en las chimeneas diamantíferas descritas en la pág. 199), su presencia indica una abrasión sostenida en el conducto, probablemente en condiciones de fluidización muy turbulentas. La sola explosión da lugar, inevitablemente, a bloques angulosos.

Los fragmentos menores, del tamaño de una nuez, un guisante o una semilla, se llaman *lapilli* (del italiano «piedrecitas») si no son claramente vesiculares. Si lo son, se usan los términos «piedra pómez» y «escoria» sin hacer especial énfasis en el tamaño de los fragmentos; los materiales muy finos (sea cual sea su estructura) se denominan colectivamente *cenizas* (fig. 12.12). Éstas, junto con el lapilli y las escorias de tamaño menor, acompañadas a veces de bombas y bloques, caen principalmente en los flancos y más lejos, y forman depósitos que cuando están más o menos endurecidos se denominan *tobas volcánicas.* La trayectoria parabólica que siguen las bombas grandes a veces las hace ir a parar lejos del cráter lo cual, además, indica que adquirieron velocidades mucho mayores de las que se podrían atribuir al flujo de gas que sale de la abertura volcánica. Posiblemente, la liberación de gas altamente explosivo de la propia bomba, si estuviera adecuadamente dirigido, transformaría la bomba

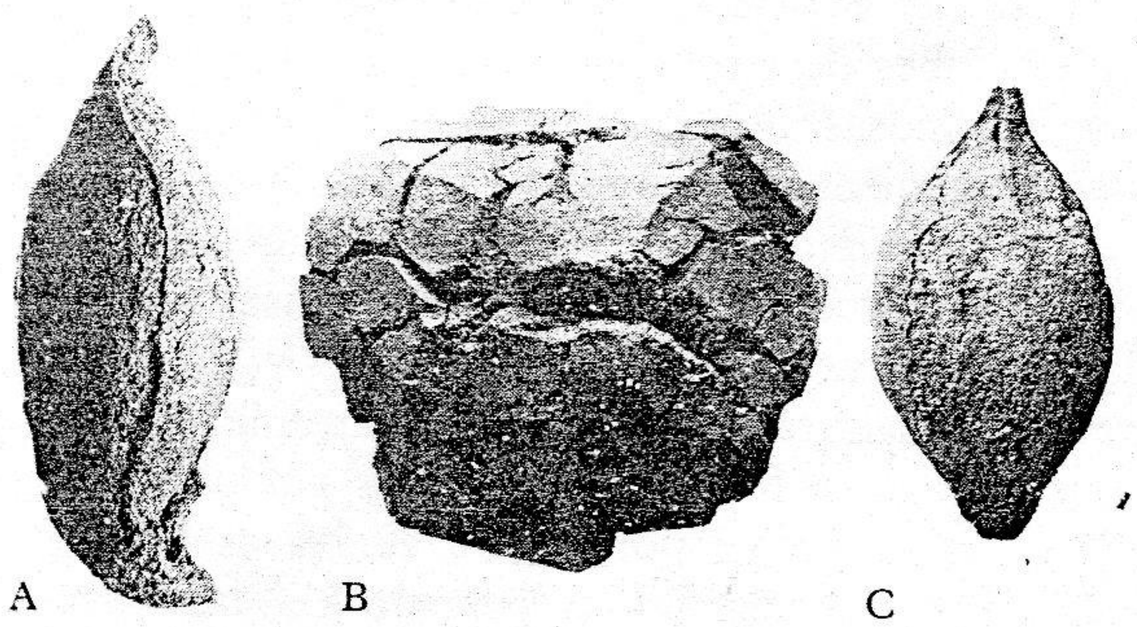


Figura 12.11. Bombas volcánicas. (A) Basalto, Puy de la Vache, Auvernia (1/8 de su tamaño natural); (B) Bomba de dacita, en «corteza de pan», Monte Pelado, 1901 (1/8); (C) Basalto, Patagonia (3/8). *(A. Lacroix).*

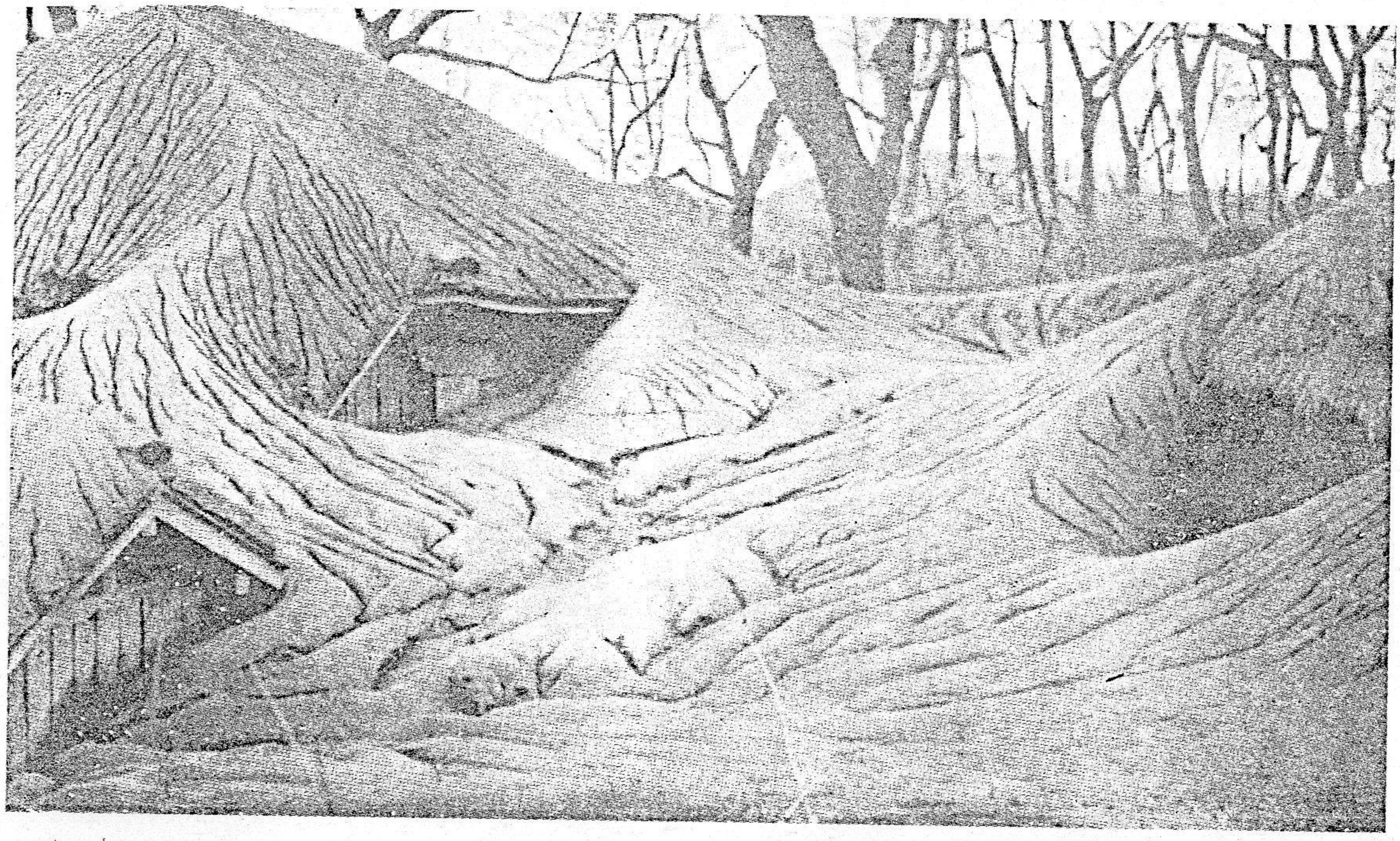


Figura 12.12. Escuela rural enterrada por una lluvia de cenizas volcánicas arrojadas por el Sakurajima, Japón, en 1914 (véase la fig. 12.47) *(F. Perret, Institución Carnegie de Washington).*

en un proyectil natural de propulsión a chorro. A veces, de las nubes volcánicas cae una lluvia de augita, feldespato y otros minerales que ya cristalizaron en el magma (antes de su expulsión explosiva) y se forman capas de cristales concentrados en las cenizas y tobas, que entonces se convierten en horizontes de recolección atractivos para los mineralogos.

Las partículas más finas, tamaño polvo, que incluyen agujas y astillas de vidrio, suelen alejarse mucho del cono antes de caer. El depósito de este tipo más notorio es el formado por las vastas capas de ignimbrita descritas en la página 80. El polvo más fino puede subir tanto —20 a 50 km— que interviene en la circulación atmosférica a escala planetaria. El polvo volcánico microscópico de la erupción catastrófica de Krakatoa, en 1883, dio la vuelta al mundo y su dispersión a través de la atmósfera fue la causa de los colores vivísimos de las puestas de sol que se observaron durante los meses siguientes. En 1956, una violenta erupción del volcán Bezymianny, en Kamchatka (figura 12.24) llegó a su clímax expulsando un fantástico chorro de tefra incandescente. Las partículas más finas llegaron a 45 km de altura y formaron una nube muy arriba de la estratosfera. Los vientos en espiral llevaron muestras de polvo volcánico a Gran Bretaña en un lapso de tres días. En esta erupción, la velocidad inicial del material eyectado fue de 500 a 600 m/s, o sea, casi el doble de la velocidad del sonido.

Tipos de erupciones centrales

Se comprenderá que las erupciones varían mucho de carácter e intensidad según la presión y cantidad de gas y según la viscosidad de la lava que se libera o que es atravesada. Las erupciones de fisura que descargan coladas de magma basáltico que fluye tan libremente como el agua y que se enfría formando superficies casi horizontales, probablemente corresponden al tipo de menor contenido gaseoso y menor viscosidad. La erupción histórica que más se aproxima a este tipo fue la de Laki, de 1783, pero como terminó con la formación de pequeños conos (fig. 3.14) a ve-

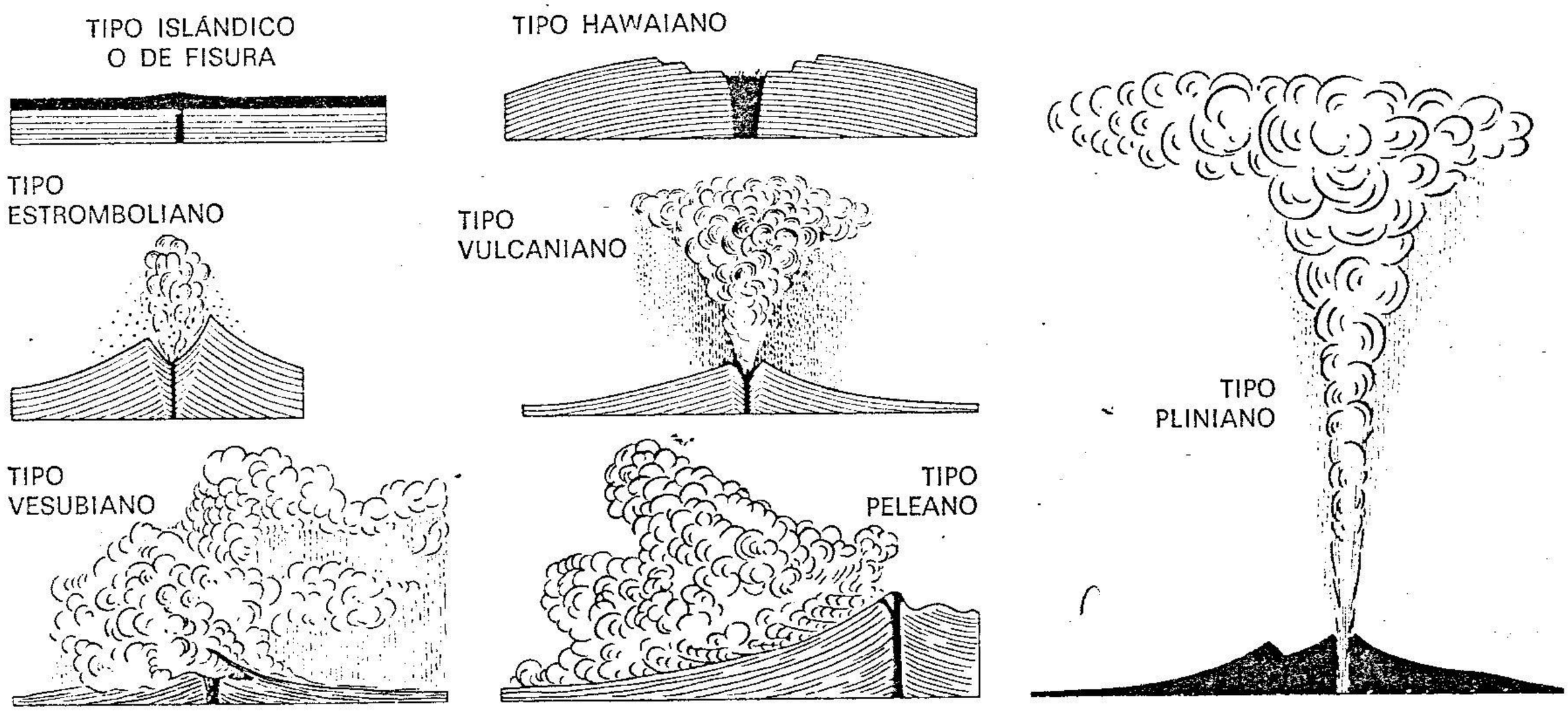


Figura 12.13. Diagramas que representan los principales tipos de erupciones volcánicas.

ces se la distingue como tipo *islándico.* Las erupciones de volcanes centrales todavía dependen más de la actividad gaseosa. Se han identificado algunos tipos bien definidos, de los cuales los siguientes son los principales.

1. *Tipo hawaiano.* Predomina la efusión de lava móvil, procedente o bien de «lagos» de lava que ocupan cráteres en forma de hoyos o bien de fisuras; la liberación de gas suele ser más o menos tranquila. A veces, sin embargo, la rápida emisión de gases a presión forma surtidores de material incandescente atomizado (figs. 12.14, 12.30 y 12.32). La mayor parte del material atomizado vuelve a caer en la lava fundida del lago y los depósitos de tefra son escasos. Si los coágulos de lava fundida son llevados por un viento fuerte, se deshacen formando unos hilos cristalinos largos conocidos como *cabellos de Pele,* diosa hawaiana del fuego.

2. *Tipo estromboliano.* Cuando una lava menos móvil de un cráter entra en contacto con el aire, los gases ocluidos se desprenden más espasmódicamente, en explosiones moderadas que pueden ser rítmicas o casi continuas. Los coágulos de lava, típicamente incandescentes, lanzados al aire, forman bombas o masas de escoria (fig. 12.15). El volcán Estrómboli, que está en una de las islas Lipari, al norte de Sicilia, suele comportarse así; sus erupciones menores se producen a intervalos cortos que varían entre unos cuantos minutos y una hora aproximadamente. En fases de actividad más intensa puede haber coladas de lava coherente y los gases violentamente expansivos que ascienden desde una fuente más profunda se abren paso a través de la lava del conducto y producen surtidores luminosos encima del cráter.

3. *Tipo vulcaniano* (toma su nombre del Vulcano, también situado en las islas Lipari). La lava es más viscosa y pastosa y en el período comprendido entre dos erupciones su superficie se encostra rápidamente. Bajo la corteza sólida los gases se acumulan y toman fuerza y explotan a intervalos más largos con la correspondiente violencia mayor. La lava viscosa y su corteza se cuartea en fragmentos angulares de todos los tamaños hasta el de polvo más fino. Las nubes volcánicas resultantes cargadas de cenizas, son oscuras, a menudo negras, y casi nunca se ven bombas incandescentes, ni siquiera de noche. Las nubes al subir y expandirse adquieren una forma como de «coliflor». Las grandes erupciones de muchos volcanes empiezan con una fase vulcaniana, siempre que necesitan, primero, limpiar una chimenea obstruida. También pueden terminar así, con explosiones que siguen siendo intermitentes hasta que la actividad gaseosa decreciente ya no tiene fuerza para lanzar los materiales que, procedentes de las inestables paredes del cráter, se acumulan en el conducto. Cuando es posible hacer esta distinción, las erupciones de este tipo último se deno-

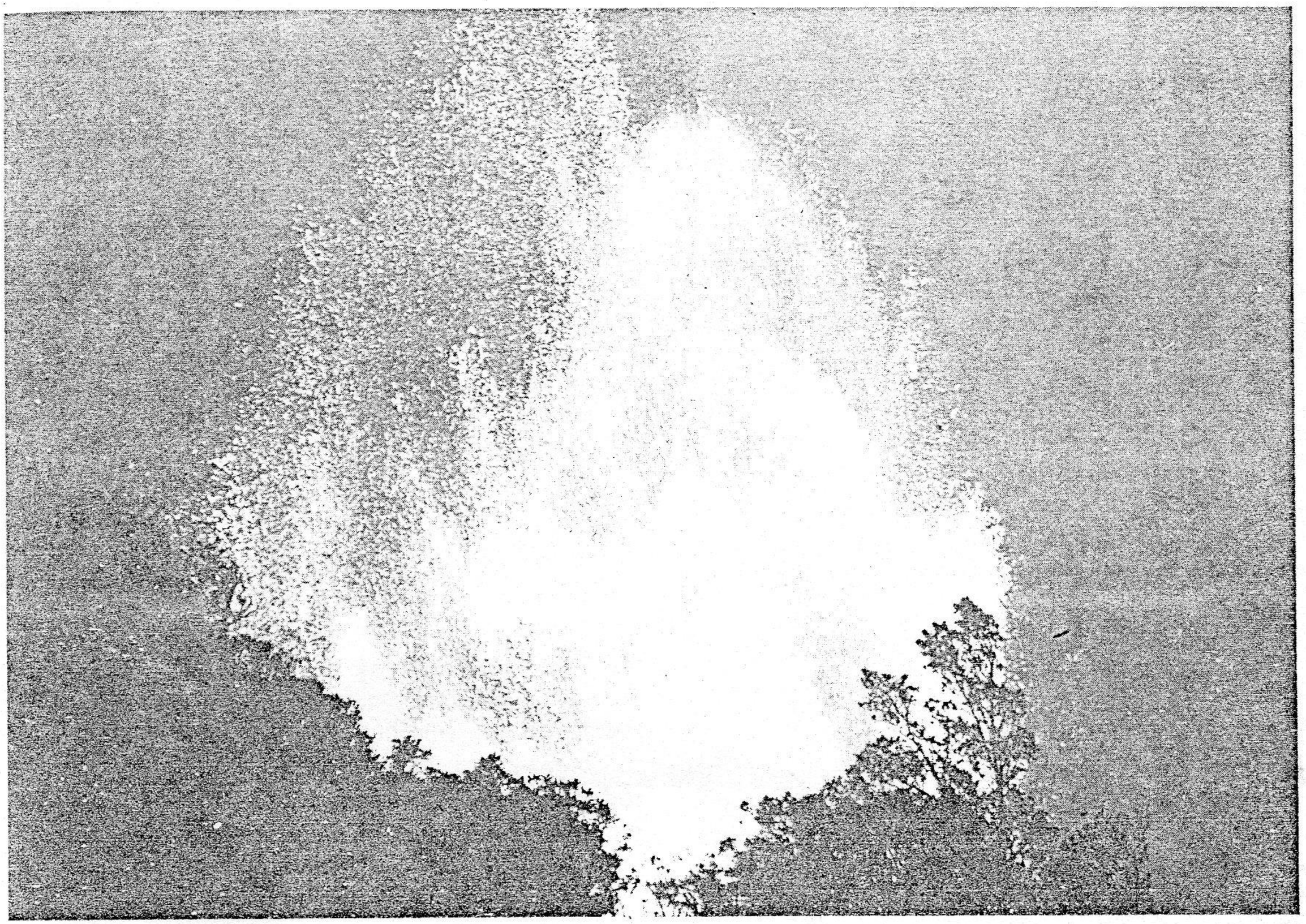


Figura 12.14. Erupción de tipo hawaiano. Un surtidor incandescente de partículas basálticas fundidas atomizadas sube hasta unos 365 m de altura, erupción de Kilauea Iki de 1959. Temperatura comprendida entre 1120° y 1190°C. Fotografiada a las 5 de la mañana del 29 de noviembre. Véase también la figura 12.32 *(Observatorio Volcánico Hawaiano, Servicio Geológico de los Estados Unidos de América).*

minan *pseudovulcanianas.* Una variedad importante de este subtipo es la erupción *freática* o de «caldera de vapor» debida a explosiones que se producen en o debajo de los materiales obstructores, cuando aguas de origen superficial se ponen en contacto con lava caliente que las hace salir en forma de chorros de vapor. Se ilustra un ejemplo en la figura 12.31.

4) *Tipo vesubiano.* Es una extensión paroxismal de los tipos vulcaniano y estromboliano y su característica específica es la extremadamente violenta expulsión de magma que se ha sobrecargado de gas en los largos intervalos de quietud superficial o de actividad moderada. Debido a la concentración del flujo de gas explosivo en el conducto, mientras salen flujos de lava coherente por fisuras y aberturas de los flancos (fig. 12.16) el conducto se puede vaciar de lava hasta una profundidad considerable. Como consecuencia de esta disminución de la presión en la parte alta, el magma subyacente sale en forma de material incandescente explosivo y se extiende sobre el cráter en nubes de tipo «coliflor», que de noche son muy luminosas. Suben a gran altura y sueltan lluvias de cenizas que ocupan vastas extensiones.

5) *Tipo pliniano.* Las erupciones vesubianas más violentas a veces culminan en magníficas ráfagas de gas impetuoso, que se eleva hasta varios kilómetros de altura y luego se desparrama en una nube expansiva formada por masas globulares de gas y vapor. La proporción de ceniza es baja, y se reduce al material erosionado de las paredes del conducto y del cráter. El primer ejemplo registrado de este tipo lo observó Plinio durante la catastrófica erupción del Vesubio en el año 79 de nuestra era.

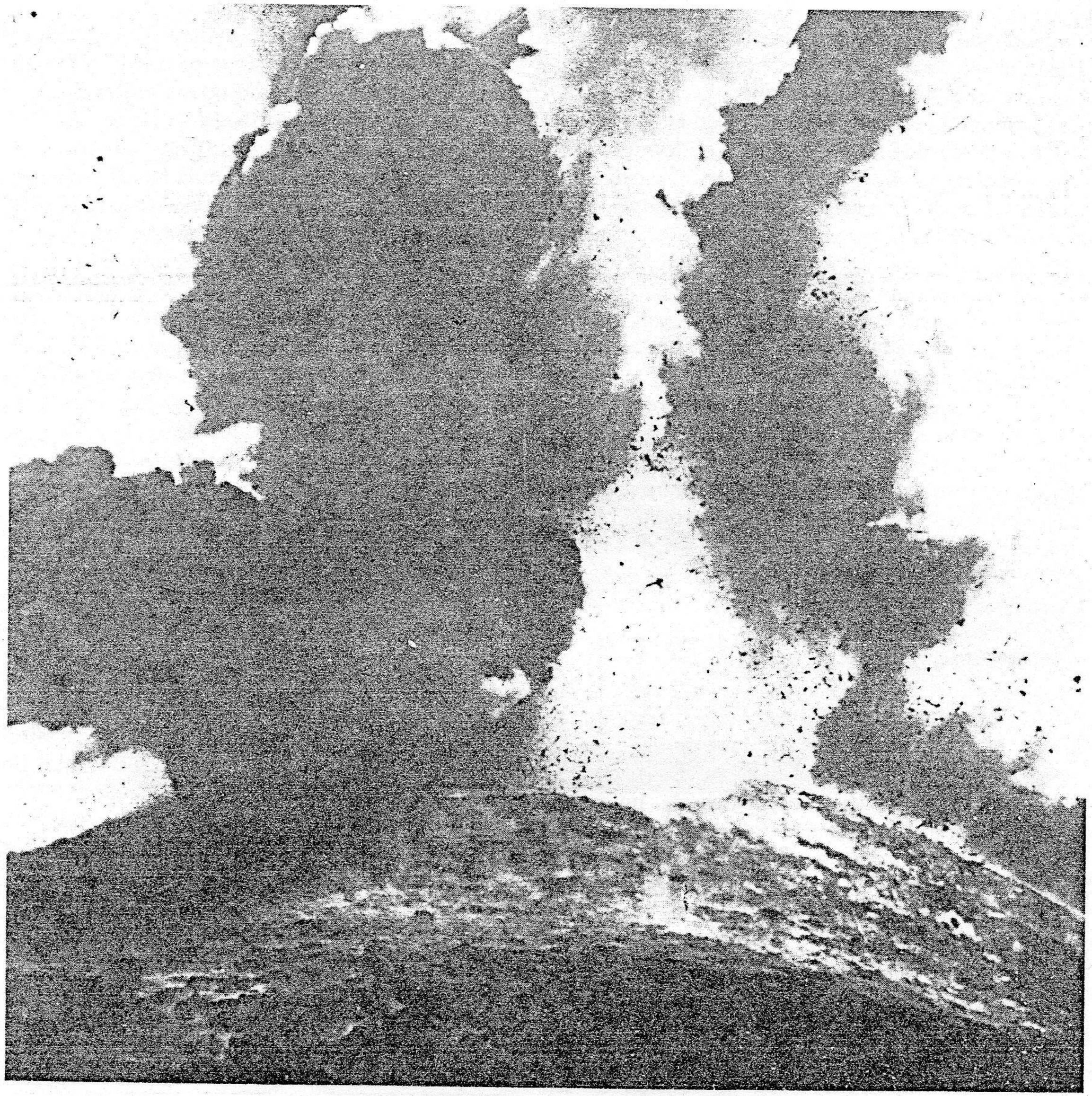


Figura 12.15. Erupción de tipo estromboliano acaecida el 30 de abril de 1947 desde un cráter situado en el extremo sudoccidental de la fisura de 5 km de longitud de la cresta del Hekla, Islandia (fig. 2.9); entre el 29 de marzo de 1947 y el 21 de abril de 1948 hubo erupciones de lava y tefra desde distintas partes de esta fisura *(P. Hannesson).*

6 *Tipo peleano.* Aquí se consigue una combinación misteriosa y diferenciada de alta viscosidad y de una explosividad más o menos retardada. El escape hacia arriba está obstaculizado por el crecimiento de una cúpula obstructiva encima de la chimenea (fig. 12.40). Intermitentes masas de «espuma muy comprimida» rodeadas de una nube se abren paso o son forzadas a través de puntos de debilidad próximos a la base de la cúpula, y cada una de las masas desciende cuesta abajo

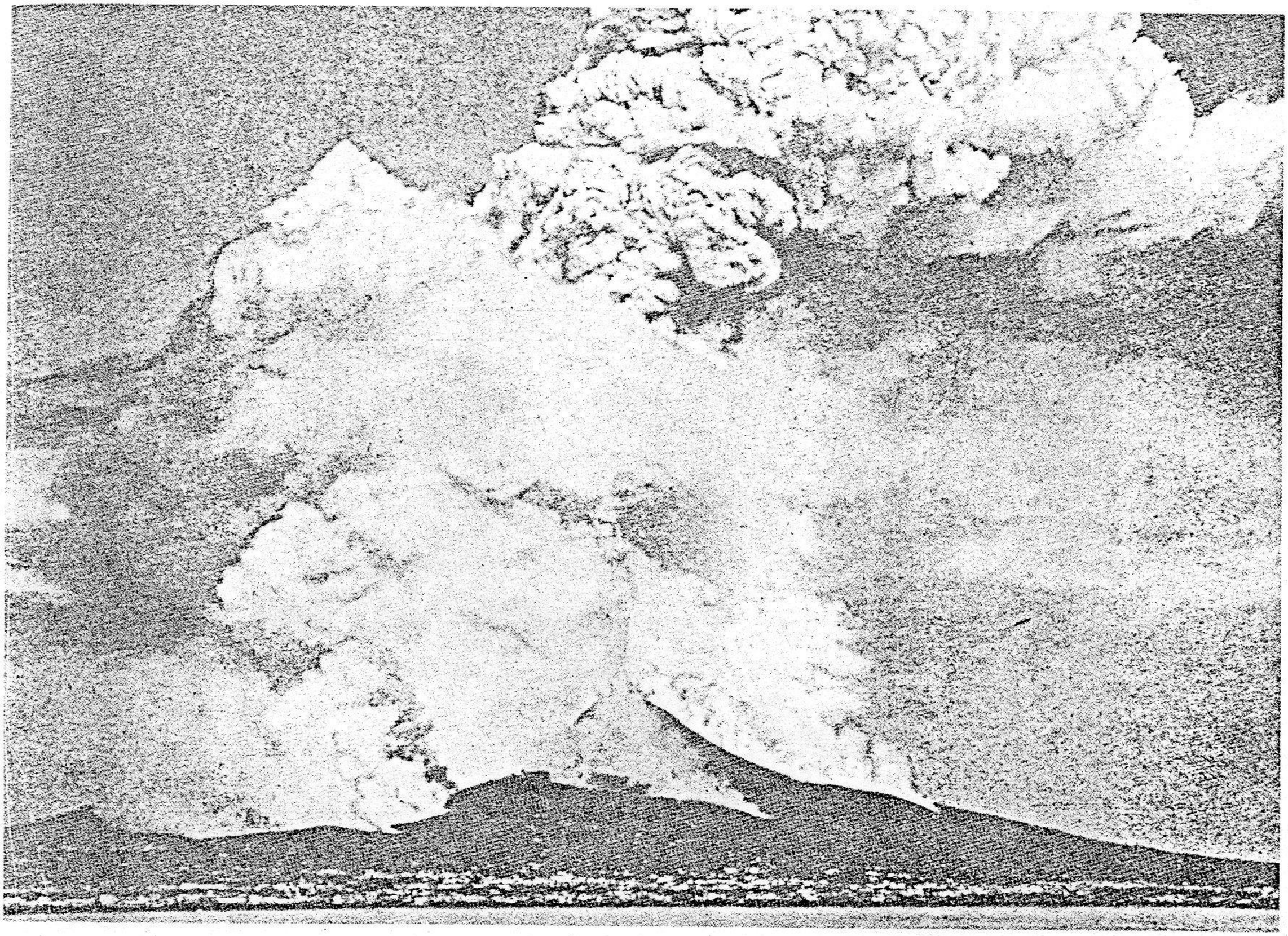


Figura 12.16. Erupción de tipo vesubiano, Vesubio, 26 de abril de 1872 *(G. Sommer).*

como si fuera un alud candente de lava incoherente autoexplosiva, lubricada por gases y vapores en constante expansión. Estas ráfagas explosivas rodantes, una de las cuales arrasó San Pedro de Martinica en 1902, suelen llamarse *nubes ardientes* (fig. 12.17). Perret, que las observó desde muy cerca, definió una *nuée ardente* como un «alud de una masa excesivamente densa de lava fragmentaria candente, muy cargada de gases que emite constantemente, finamente desmenuzada, extraordinariamente móvil y con un rozamiento interno prácticamente nulo, ya que cada partícula está separada de sus adyacentes por una almohadilla amortiguadora de gas comprimido».

En inglés, y quizás a falta de un término mejor, las *nubes ardientes* a veces se denominan «glowing avalanches» (avalancha o alud incandescente). No siempre son incandescentes, como sugiere el término francés «ardente», ya que de día suelen verse amenazadoramente negras. Pero lo peor es el hecho de que el uso de la palabra «avalancha» es equívoco si no se acompaña de la calificación que Perret introdujo específicamente. El marcado efecto que la topografía ejerce, guiando el curso de las *nubes,* indica que sus movimientos están controlados fundamentalmente por la gravedad. A este respecto se comportan, esencialmente, como coladas de lava, pero en lugar de ser coherentes son de partículas autoexpansivas y mucho más móviles de lo que podría serlo ningún flujo de lava. El movimiento de un alud se debe sólo a la gravedad. A diferencia de una *nube,* una avalancha no tiene fuentes de energía internas, ningún poder propio de autohincharse a excepción de uno que también lo adquiere la *nube* en su desarrollo (y con mucha mayor efectividad debido a la alta temperatura), es decir, la fuerza expansiva del aire muy comprimido atrapado.

Se debe destacar que en las erupciones de la

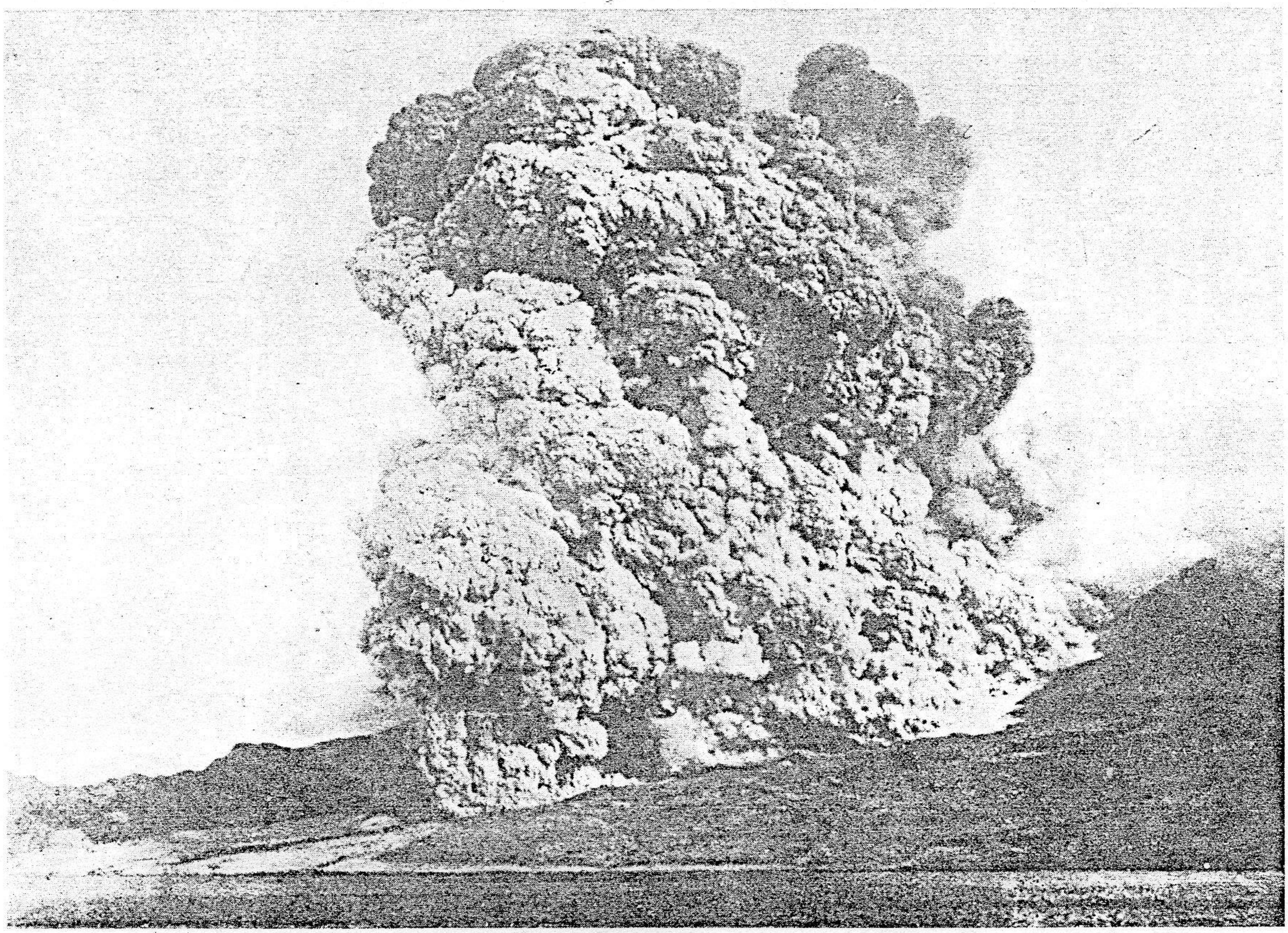


Figura 12.17. Erupción de tipo peleano. *Nube ardiente* del 16 de diciembre de 1902, acercándose al mar valle abajo de la Rivière Blanche, Martinica *(A. Lacroix).*

serie estromboliana-vesubiana-pliniana el mayor escape de gas se produce vertical y centralmente por la cima del cráter. La actividad peleana es muy distinta. Aquí, lo que sale vertical y centralmente es fundamentalmente una lava pobre en gases y tan viscosa que casi es sólida. Esta lava casi sólida es forzada, chimenea arriba, a acumularse en la cima o en el cráter, si lo hay, en forma de un domo muy obstructivo. El material rico en gas que forma la *nube ardiente* sale por los lados, a veces pacífica y a veces explosivamente, a través de un punto de debilidad que suele estar muy abajo en los flancos del domo. El principio de una de las *nubes* del Monte Pelado de la erupción de 1902 lo describen bien Anderson y Flett. Vieron cómo «una nube negra apareció de repente en la grieta en V de la pared del cráter. Se quedó colgada allí un momento, como en suspenso, y luego bajó a gran velocidad». En la *nube ardiente* salen cantidades enormes de gases *del* material arrojado *después* de que éste llegue a la superficie, mientras que en el tipo vesubiano y los relacionados con él, la mayor parte de los gases suben desde profundidades mayores y explotan en el conducto *a través* de la lava fundida; de la lava sale mucha menos cantidad de gas que de las aberturas de los flancos.

El gas contenido en el material madre de una *nube ardiente* parece encontrarse bajo dos formas diferentes. En uno de estos estados el gas es inmediatamente expansivo y, a veces, violentamente explosivo, como si estuviera formando burbujas en una espuma candente; probablemente este gas es el principal responsable de la eyección del material de la *nube.* Una vez liberado, sin embargo, se comporta como un potente impulsor de cohetes que va liberando su energía más o menos a intervalos a medida que se exponen distintas

superficies, en lugar de hacer una única explosión masiva gigantesca. Pero si repentinamente una avería en el impulsor del cohete produce una rotura interna, el aumento de superficie resultante puede desencadenar una explosión desastrosa. Se ha visto cómo algunas de las masas mayores de material de *nube* explotan en el transcurso de su vuelo turbulento y también cuando chocan con obstáculos en su recorrido. Este comportamiento y todo el proceso de desarrollo de la *nube* —el paso de un atomizado de partículas espumosas a un atomizado cada vez más fino— sugiere que la liberación de gas es proporcional a la superficie expuesta mientras haya suficiente cantidad acumulada. Uno sospecha, con Perret, que quizás este gas se encuentra en algún estado latente, no conocido, de disolución a alta presión interna, debida a alguna combinación química. Pero aún no se sabe.

Debe añadirse que hay erupciones de *nubes ardientes* que difieren en aspectos fundamentales de las descritas como peleanas. En éstas, la masa de material se abalanza cuesta abajo por gravedad, mientras que las nubes expansivas suben cada vez más en explosiones sucesivas y saltos hasta que la *nube* llega al mar, al pie de la montaña. En las explosiones del tipo *St. Vincent* o *Soufrière,* las explosiones verticales procedentes de un cráter sin domo van acompañadas o seguidas de *nubes* descendentes impetuosas que salen de todos los lados de dentro del cráter, aunque son más voluminosas allí donde hay fractura en el borde. Debido a las explosiones iniciales verticales, las nubes expansivas son más altas sobre la cima. Aparte este efecto, el comportamiento de estas *nubes* se ha comparado con la leche cuando hierve. Esta analogía la sugirió C. N. Fenner para explicar su concepto del modo de emisión de los depósitos de «toba incandescente» del valle de los Diez Mil Humos de Alaska. Estos depósitos de tefra y los de los alrededores salieron del Katmai y el Novarupta en 1912. Probablemente, las erupciones se parecían a las de tipo St. Vincent en que procedían de lo que en principio habían sido cráteres abiertos; pero, por otra parte, había notables diferencias, en especial por lo que se refiere a los materiales arrojados, que eran de composición riolítica y no dacídica. El *Katmai* antes de su erupción tenía un cráter sin domo, y terminó con una gran caldera. Las erupciones del *Novarupta* se cree que salieron tanto del cráter de la cima como de fisuras próximas a él; al terminar la erupción, se vio que el cráter estaba obstruido con un domo a modo de tapón. A. G. Mac Gregor ha hecho una descripción admirable de la naturaleza y del mecanismo de los diferentes tipos de erupciones de *nubes ardientes* (véase pág. 253). A los tipos ya descritos, él añade: *a*) aludes formados principalmente de bloques generadores de gas, lanzados lateralmente desde el flanco expuesto de un domo volcánico: tipo que —entre otros— se ha observado en las erupciones del Merapi, Java (véase fig. 17.18); y *b*) un tipo hipotético que incluiría «flujos de toba incandescente» responsable de los extensos flujos de ignimbrita, que se dan como descargas verticales procedentes de incontables fisuras.

Conos volcánicos y formas relacionadas

Las erupciones que en un momento dado dejan una gran caldera en lugar del edificio volcánico inicial, como la de Krakatoa en 1883, probablemente son ejemplos extremos de los tipos St. Vincent o Katmani. Pero esto son sólo conjeturas, porque una erupción de una escala tan catastrófica oculta sus operaciones principales tras una impenetrable cortina de oscuridad sofocante. Por eso las calderas se tratan en una sección posterior (página 247). También hay ciertas estructuras volcánicas, como los cráteres anulares ya descritos, que pueden haberse producido como consecuencia de una actividad volcánica aún no del todo aclarada o, por lo menos, no registrada. Sin embargo, las formas estructurales más familiares son consecuencia de unos tipos de erupción que sí se conocen bien, p. ej. la formación de conos típicos por las erupciones estrombolianas-vulcanianas-vesubianas, o a la de volcanes de escudo abombados como un domo, del tipo de los hawaianos.

Tipos principales de formas volcánicas

Principalmente piroclásticos

1. Cráteres anulares o anillos de cenizas, conductos de explosión y cráteres de fluidización.
2. Conos de cenizas y escoria.

Piroclastos y flujos de lava

3. Volcanes compuestos y conos estratovolcánicos.

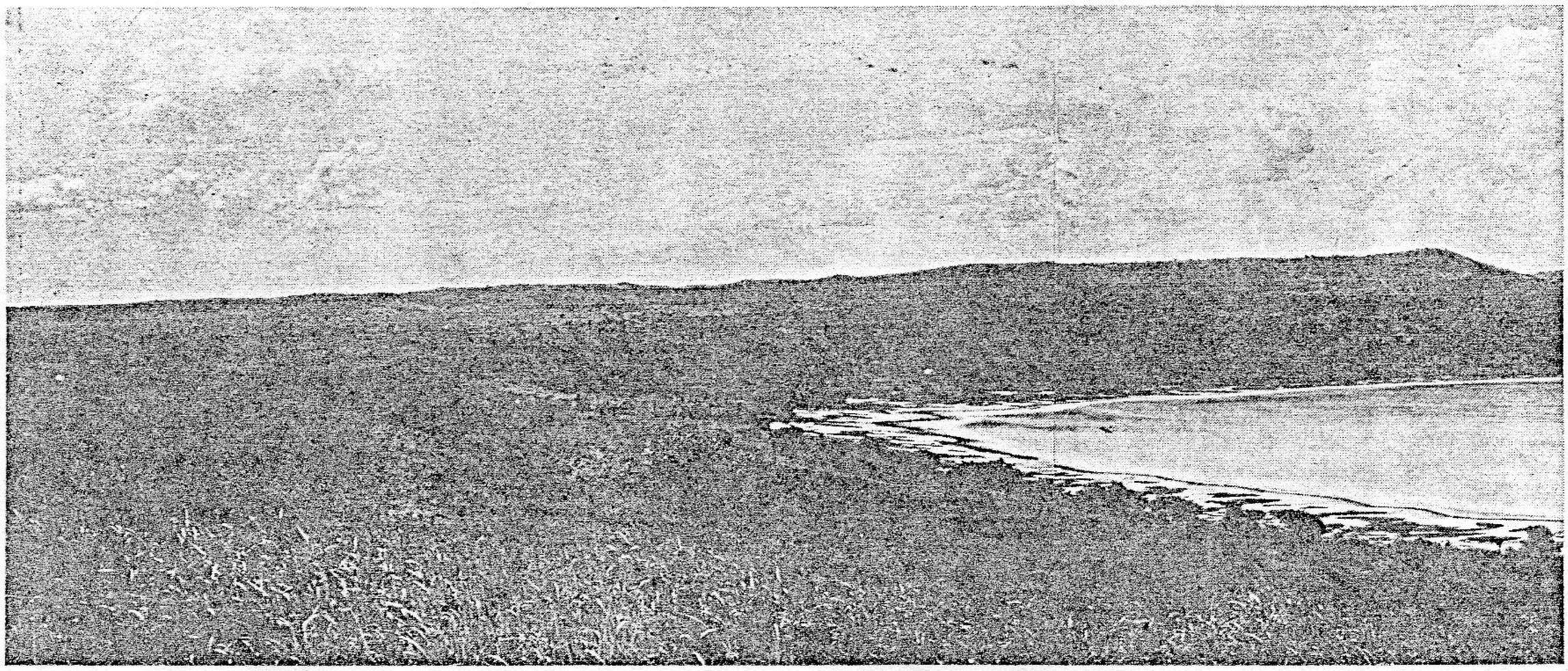


Figura 12.18. Cráter anular, lago Nyamununka, SE de Ruwenzori en el Rift Valley occidental africano *(A. D. Combe).*

Principalmente flujos de lava

4. Toloides y cúmulo-domos, principalmente de crecimiento interno.
5. Domos de crecimiento externo, volcanes de escudo.

1. *Los cráteres anulares,* llamados también anillos de cenizas o de tobas, son la expresión superficial de perforaciones de la corteza, a través de las cuales escapan gases y vapores, arrastrando piroclastos de diferentes tamaños, según la velocidad de los flujos gaseosos. El suelo del cráter y el anillo bajo que lo circunda están formados esencialmente de piroclastos, entre los cuales las rocas más antiguas (volcánicas o del zócalo) son más abundantes que el material volcánico reciente. Se pueden diferenciar dos tipos bien distintos en base a sus rasgos característicos que, probablemente, se deben a la explosión o a la fluidización que seguramente caracterizó estas erupciones no registradas. El fondo plano de los cráteres, que puede tener más de tres kilómetros de diámetro; sus materiales bien mezclados; y la existencia de afloramientos locales de rocas de la zona metidas en tobicitas, sugiere, en conjunto, que durante las erupciones los materiales del fondo del cráter formaban lo que en la industria se llama una capa «expandida» y «en ebullición». Es de suponer que las explosiones (incluyendo las de origen freático) se producen a intervalos (al igual que cualquier otra actividad volcánica). La presencia ocasional de bloques bien rodados, algunos de gran tamaño, y de capas concretas en las que abundan son evidencias de propulsión explosiva; pero excepto en el caso de fragmentos rotos recientemente, los materiales propulsados ya han sido rodados por un proceso largo tiempo sostenido de erosión por gas y spray como la que produce un bombardeo de arena.

Cuando el fondo del cráter anular es suficientemente profundo como para quedar por debajo del nivel del agua subterránea de la zona, en él se instala un lago somero, que puede mantenerse a pesar de la evaporación, como en Uganda (figura 12.18). En el distrito volcánico de Eifel, un cráter anular ocupado por un lago se denomina un *maar* (fig. 12.19).

2. Un *cono de cenizas o escoria* se forma si la erupción arroja suficiente volumen de tefra. Su perfil viene determinado por el ángulo bajo el cual el material suelto puede mantenerse en reposo alrededor de la chimenea. La ceniza fina se sostiene en ángulos de 25 a 35°, y cerca de la cima los fragmentos más gruesos pueden sostenerse a 40° o más. En 1538, una brusca erupción vulcaniana que tuvo lugar al oeste de Nápoles, en una sola emanación que duró unos pocos días, construyó el Monte Nuevo, de unos 130 m de altura. Los pri-

meros materiales que salieron eran fragmentos angulares de las rocas de la zona, pero en seguida les sucedieron cenizas y trozos de piedra pómez de composición traquítica.

Uno de los volcanes nacidos más recientemente, el Barcena (también llamado Boquerón), en la isla de San Benedicto, frente a la costa pacífica mexicana (al sur de Baja California), en los primeros doce días de agosto de 1952 construyó un cono similar de traquita y piedra pómez que alcanzó

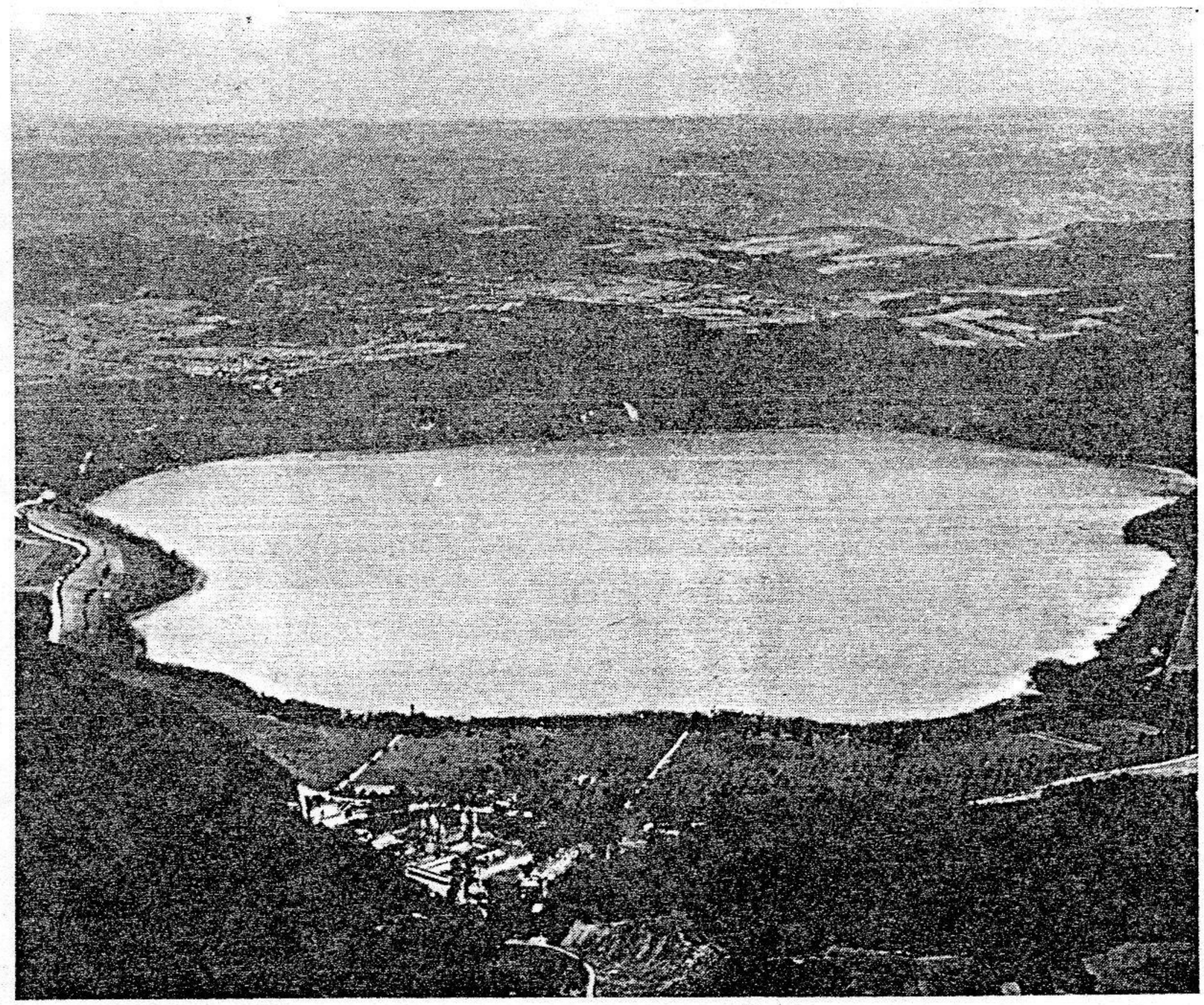
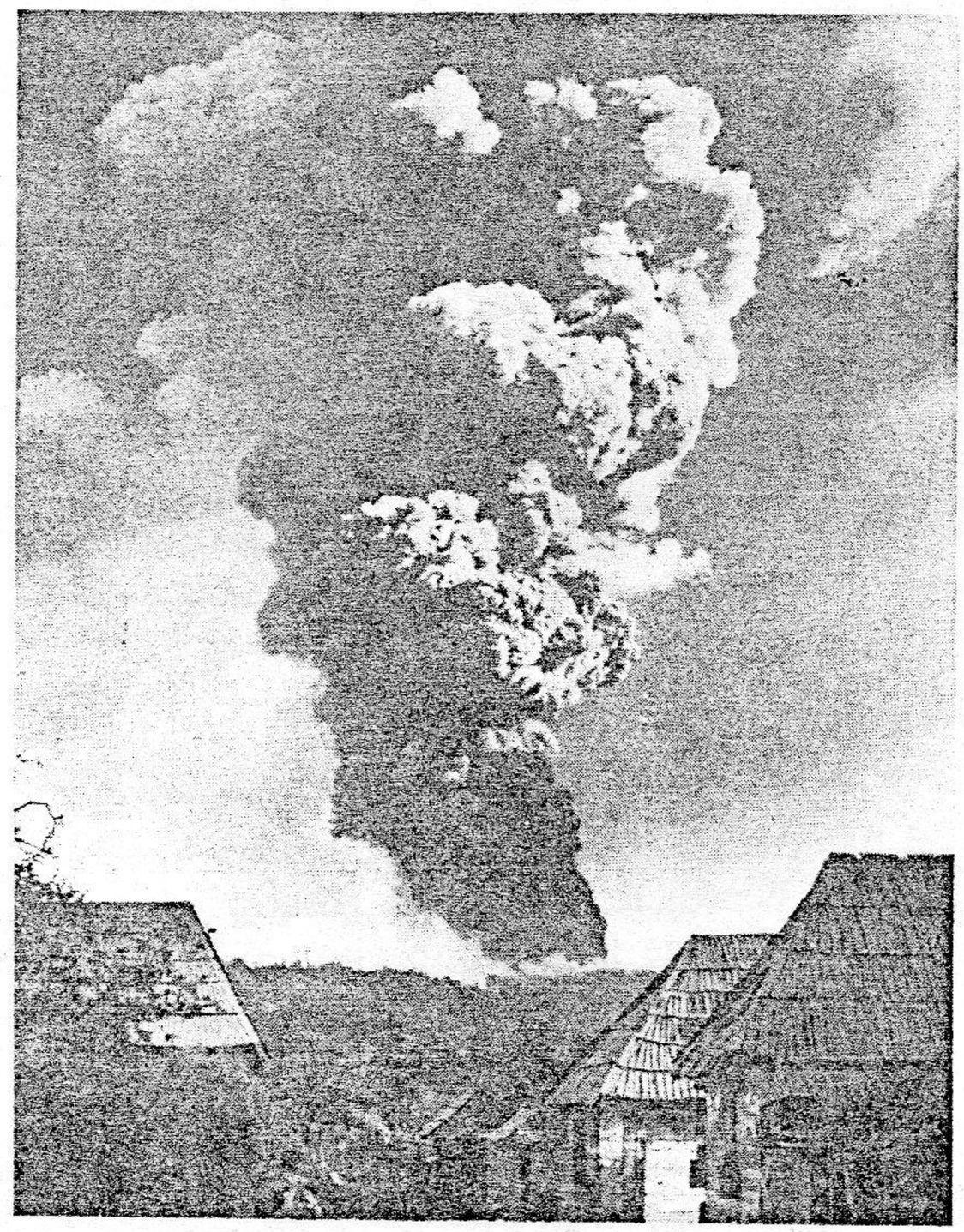


Figura 12.19. El Laacher See, típico *maar* en el distrito volcánico de Eifel, al oeste del Rin entre Bonn y Coblenza. El cráter anular se formó posteriormente a una erupción de tefra datada como de hace 11 000 años.

una altura de 300 m. Luego, las erupciones vulcanianas disminuyeron y, pocas semanas después, el cráter quedó taponado con lava sumamente viscosa. El tapón dejó de subir en diciembre, cuando la lava empezó a fluir hacia el mar desde la base del cono (fig. 23.61). Desde febrero de 1953 no ha vuelto a tener actividad.

3. *Volcanes compuestos.* El Barcena es un tipo de volcán compuesto en el que el cono creciente sigue siendo piroclástico, pero, gradualmente, va quedando rodeado de una plataforma de pendiente suave, formada por coladas de lava que han salido de las aberturas situadas en la parte baja de los flancos o junto a la base. Con esta disposición, las últimas coladas amontonan sobre los antiguos o sobre los depósitos de tefra que puedan haberlas cubierto. Éste es el tipo de estructura que construyó el Jurollo en México, famoso ya hace tiempo por ser uno de los mejor conocidos de los volcanes modernos, y el actualmente aún más famoso Paricutín, situado 105 km al noroeste (fig. 12.21). En 1759, el Jurollo hizo erupción en medio de una plantación con violencia dramática, y rápidamente construyó un cono como bien modelado de escoria basáltica, rodeado de depósitos de ceniza tan extensos que en ciertas direcciones llegaban hasta a 250 km de distancia. En 1764 apareció la primera de una larga serie de coladas de lava. Diez años después el volcán paró su actividad, sólo quedaron activas escasas fumarolas y en este período el cono de escoria había alcanzado una altura de 400 m sobre su base periférica en la que se sienta, de alternancia de cenizas y lavas.

Pocas veces se ve nacer un volcán, pero el 20 de febrero de 1943, junto al pueblo de *Paricutín* (unos 300 km al oeste de Ciudad de México) se vio nacer el volcán que lleva este nombre. Durante unas dos semanas se habían estado sintiendo sacudidas sísmicas cada vez más frecuentes, que el día 19 de febrero sumaban ya unas 300. A la tarde siguiente se abrió una fisura en un campo que estaban labrando y media hora más tarde empezó a subir una columna de «humo» gris a partir de una salida de sólo unos 30 cm de diá-



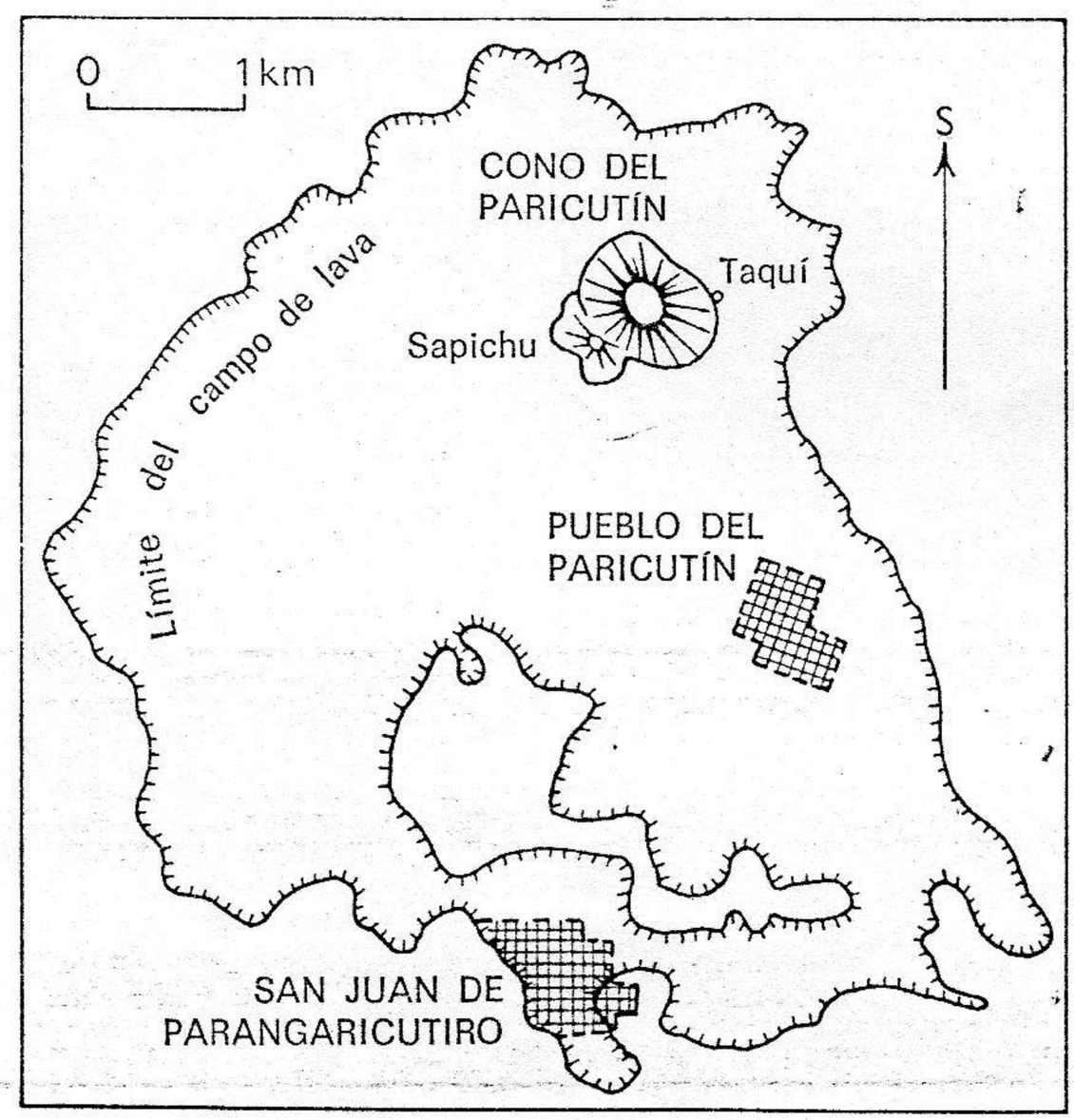


Figura 12.20. El Paricutín, 2 de marzo de 1943, visto desde las afueras de San Juan de Parangaricutiro mirando al sur. La turbulenta columna eruptiva alcanzó una altura de 6 km. Debido al avance de las coladas de lava, el pueblo de Paricutín fue evacuado en abril y la ciudad de San Juan, en junio de 1943. Ambas localidades fueron arrasadas, tal como se indica en el mapa de localización (abajo) que representa la superficie que llegó a cubrirse con las lavas. Véase figura 12.22 *(Paul Popper Limitada).*

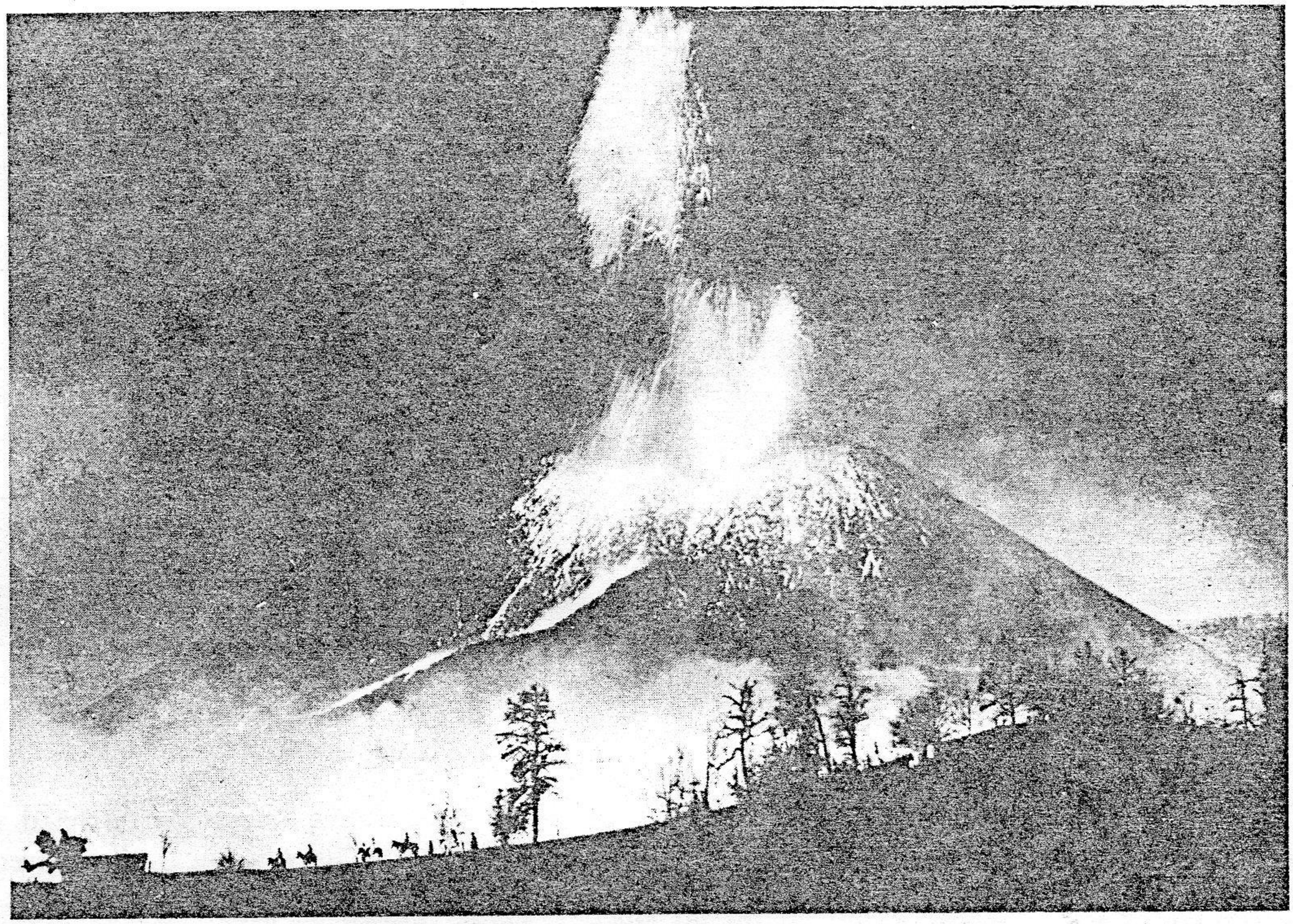


Figura 12.21. El Paricutín de noche, julio de 1943. Se trata de explosiones rítmicas que echaban surtidores de lava fundida. Los bloques mayores —bombas volcánicas— se mantenían incandescentes y brillantes mientras rodaban cuesta abajo. El resplandor de primer término se debe a una colada de lava que salía junto a la base del cono de 500 m de altura *(Three Lions Inc., Nueva York).*

metro. A medida que la salida se iba ensanchando por deslizamientos y erupción, su contenido parecía «hervir vigorosamente mientras salían chispas y piedras candentes». Se recogieron dos de estas piedras y se vio que eran fragmentos de roca basáltica perforada por la creciente chimenea volcánica. Hacia medianoche «la actividad del nuevo volcán se volvió violenta; echaba violentamente gran número de rocas incandescentes y de la nueva abertura formada surgió una gran columna eruptiva, acompañada de frecuentes destellos y de un tremendo estruendo. Este cambio de actividad sugiere que a los gases precursores de la fase inicial les siguió una columna de lava ascendente que en este momento llegó a la superficie (Foshag y González: para la referencia véase la pág. 253). A la mañana siguiente se vio que se había formado un cono de unos 40 m de altura. La erupción se encontraba en la fase de bombardeo continuo (tipo estromboliano), lanzando bombas basálticas a una altura de 1,5 a 3 km, algunas de las cuales explotaban en fragmento incandescentes mientras estaban en el aire. El primer flujo de lava coherente apareció al día siguiente (22 de febrero), pero salió de una fisura que se abrió en la base, en el lado norte. De ella salían más vapores blancos que de ninguna de las otras coladas de lava posteriores, pero esta actividad no era nada comparada con la del cráter, de donde continuamente salía una enorme y turbulenta columna eruptiva, con grandes explosiones cada pocos segundos que arrojaban masa de lava que se convertían en bombas o bloques de escoria. Por la noche, el volcán tenía un aspecto impresionante. En palabras de F. M. Bullard: «Con cada explosión, literalmente millares de fragmentos al rojo vivo eran lanzados a 600-900 metros sobre el borde del cráter y, al llegar a su cénit parecían detenerse antes de iniciar su caída», formando una gigantesca lluvia de fuego y cubriendo todo el cono «con brillantes estelas entrelazadas que destacaban su silueta en la oscuridad de la noche».

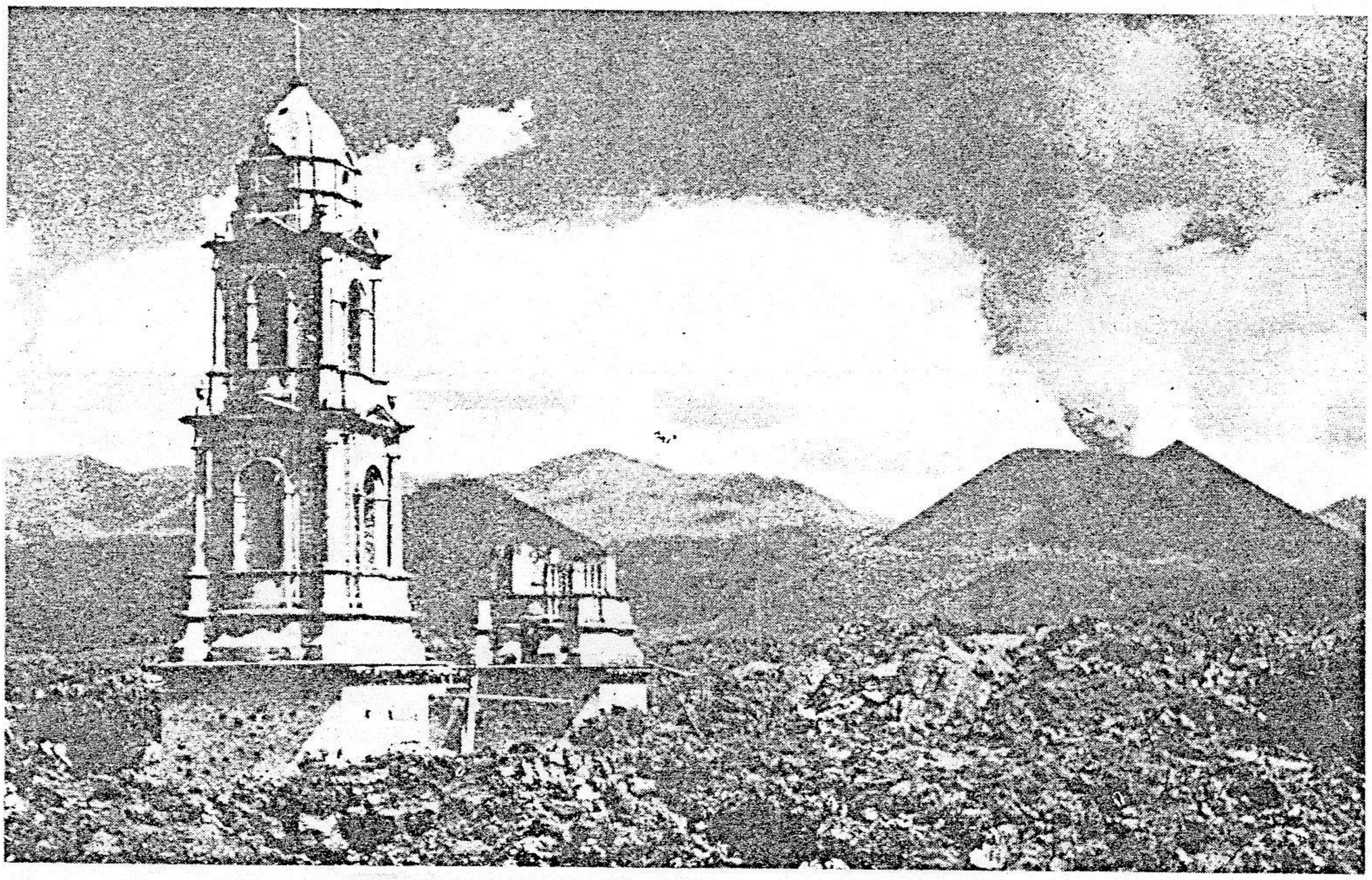


Figura 12.22. Colada de lava *aa* de la base del Paricutín que arrasó San Juan de Parangaricutiro en junio de 1944 *(Tad Nichols)*.

La lava que llegaba al cráter seguía desmenuzándose durante su expulsión (fig. 12.21), excepto en una ocasión, en junio de 1943, en que una lengua de lava coherente consiguió rebasar el borde. Todas las coladas anteriores y posteriores salían de fracturas desarrolladas como consecuencia de los abombamientos preliminares del suelo adyacente a la base del cono, cubierto de cenizas. Una de las coladas de 1944 se desparramó como una masa lacustre sobre la localidad en que estaba el pueblo de Paricutín, el cual ya hacía tiempo que había quedado enterrado bajo cenizas y escoria. En junio del mismo año, San Juan de Parangaricutiro quedó cubierto por una colada de nueve metros de espesor, que sólo dejó visibles las torres de la catedral, que sobresalían entre bloques desiguales de lava *aa* (fig. 12.22). Después de unos cuantos años más de actividad variable, pero en conjunto decreciente, el volcán cesó su erupción en 1952, justo después de su noveno aniversario. Aunque entonces el borde del cráter de la cima se levantaba unos 400 m sobre los campos enterrados de 1943, sólo subía unos 150 m por encima de la plataforma de gruesas lavas y cenizas intermedias que se habían acumulado alrededor del cono.

El Izalco, al oeste de San Salvador, en América Central, es un volcán que «nació» en 1770. Como el Paricutín, comenzó siendo un cono de escoria, pero entre las lavas basálticas que muy pronto le sucedieron hubo muchas que fluyeron desde el cráter, de modo que casi desde el principio el cono fue de tipo *estrato-volcánico*. La historia del Izalco, desde su nacimiento hasta la fecha, ha incluido largos períodos de actividad estromboliana rítmica, interrumpida por emisiones de lava desde el cráter o los flancos, por períodos cortos de reposo y por erupciones ocasionales de intensidad vesubiana. Después de dos siglos, el Izalco se eleva 670 m sobre los campos adyacentes y todavía sigue creciendo activamente. En 1956 arrojó coladas de lava muy voluminosas por el cráter y por otras salidas accesorias; la altura del volcán creció 12 m en el transcurso de aquel año.

Todos los grandes conos que circundan el Pacífico y la mayoría de los de todas partes, exceptuando los grandes volcanes de escudo, son de estructura estrato-volcánica. Salvo raras excepciones, su historia se extiende a miles, y a veces a mi-

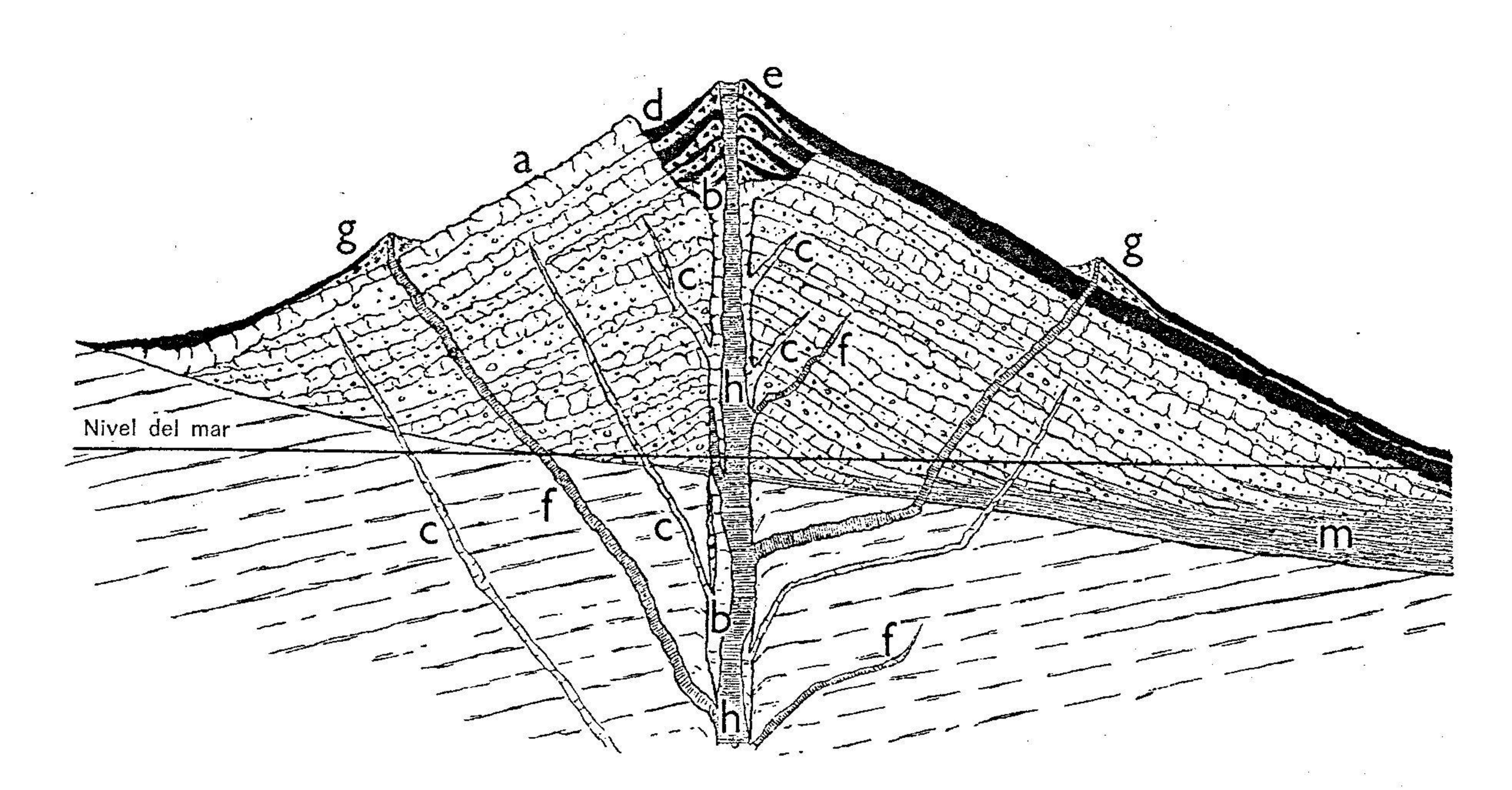
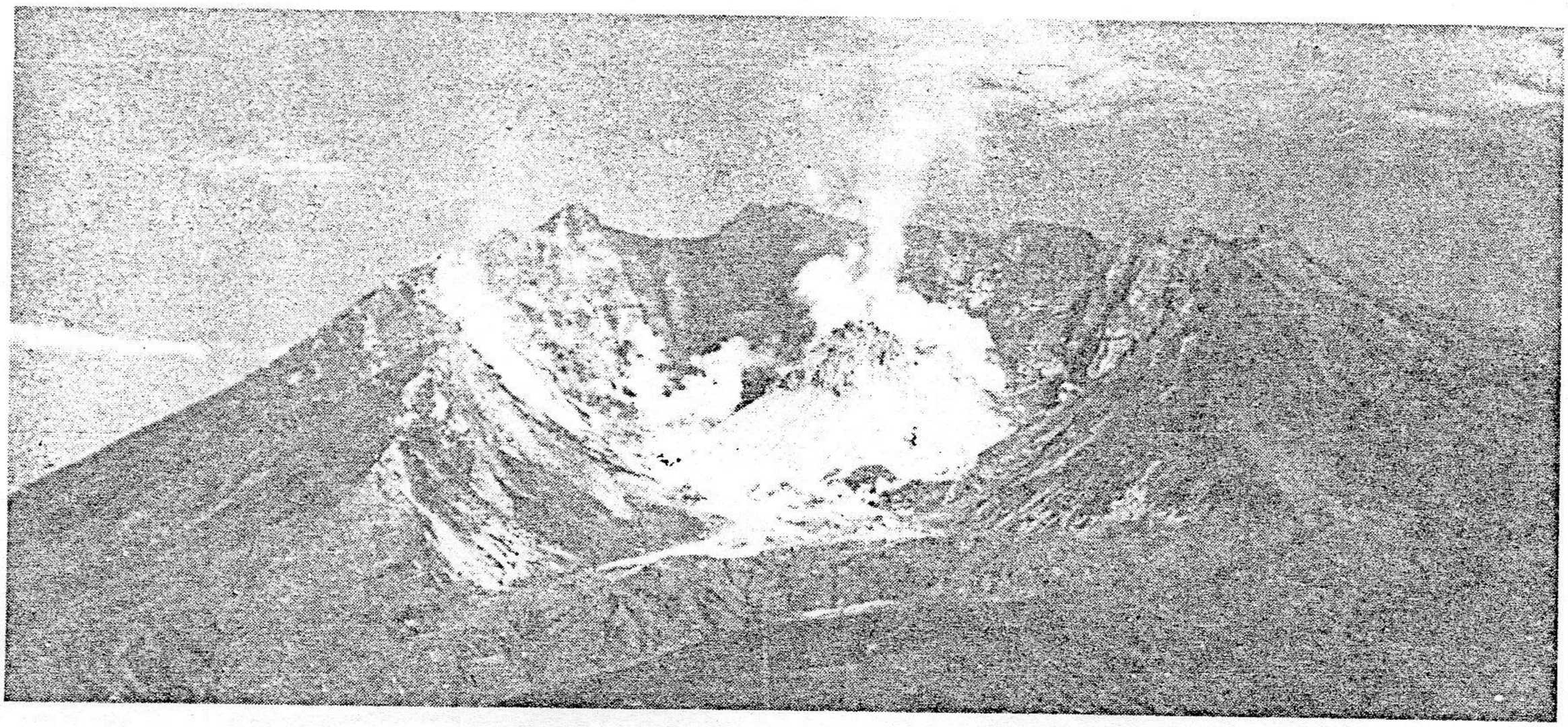


Figura 12.23. Corte vertical esquemático de un estrato-volcán. El cono principal (*a*) está constituido por coladas de lava en forma de lengua y depósitos de tefra alimentados por el conducto (*b*) ramificado en diques (*c*). Si en un momento dado se forma un cráter de explosión grande (*d*) (o una pequeña caldera de explosión), se puede ir rellenando más o menos con el crecimiento continuo del cono (*e*) alimentado desde el conducto (*h*). Algunos de los diques (*f*) alimentan conos accesorios laterales (*g*). Los depósitos marinos interestratificados con tobas y lavas se representan por (*m*) *(James Geikie y Messrs Oliver y Boyd).*

llones, de años. Los estrato-volcanes forman acumulaciones de tefra bien estratificada que alternan irregularmente con coladas de lava en forma de lengua (fig. 12.23).

4. *Cúmulo-domos y toloides.* La forma que adquieren las estructuras volcánicas formadas esencialmente de coladas dependen de la fluidez de la lava implicada. Las lavas más ricas en sílice, como la riolita, la dacita, la traquita y las obsidianas correspondientes, suelen ser tan sumamente viscosas que apenas se alejan de la salida por la que aparecieron. Las cúpulas de laderas escarpadas que se forman en los cráteres o calderas de ciertos estrato-volcanes se llaman toloides (del griego, *tholos,* edificio con cúpula). Su crecimiento suele acompañar erupciones del tipo *nubes ardientes* y es consecuencia de la lenta exudación de la lava tan espesa que ocupa el conducto principal. Debido a la auto-obstrucción, el crecimiento progresivo se produce, en parte, por adiciones internas que comprimen y fracturan las capas externas solidificadas, y en parte, por el paso forzado a través de grietas de obeliscos y agujas de lava caliente pero casi sólida. Estas indentaciones pueden alcanzar una altura notable antes de que sean demolidas por la expansión gaseosa en su interior o por la actividad de fumarolas a su alrededor. De este modo, la cúpula queda cubierta con derrubios, entre los cuales hay muchos bloques grandes. A la magnífica erupción del Bezymianny de marzo de 1956 le siguió, en los meses posteriores, el crecimiento de un toloide de este tipo en la caldera recién formada (fig. 12.24). Una cúpula similar empezó a desarrollarse en el cráter del Monte Pelado antes de la erupción catastrófica de 1902. Posteriormente, lo que parecía ser el tapón del conducto fue forzado a subir masivamente, a través del domo, un centenar de metros, formando la famosa «aguja» del Monte Pelado (véase la fig. 12.38 y la pág. 243).

Los domos aislados en forma de cuenco invertido, como el Puy Grand Sarcoui de Auvernia (fig. 12.25) y los «mamelones» de Reunión (océano Índico, norte de Madagascar) se llaman *cúmulo-domos.* No presentan indicios de cráter u orificio alguno y por su modo de yacimiento sugie-



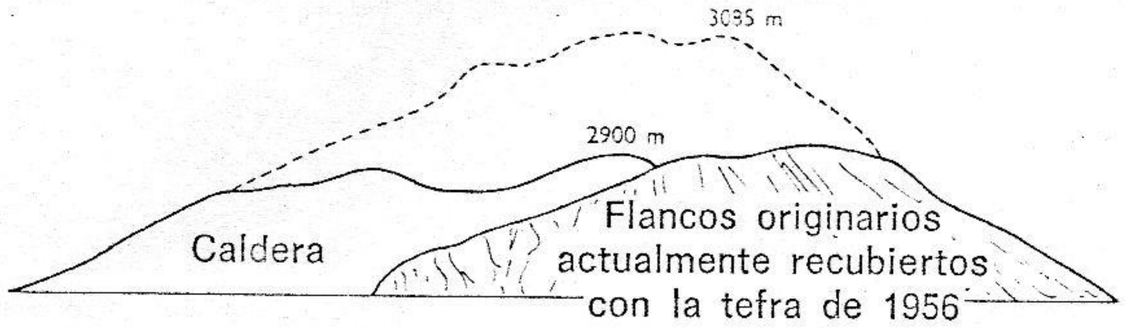


Figura 12.24. Domo (toloide) creciendo sobre la chimenea en la caldera de Bezymianny, Kamchatka, agosto de 1956. La caldera se formó en la gran erupción del 30 de marzo de 1956. El boceto adjunto representa el perfil del Bezymianny antes (líneas de puntos) y después de la erupción de marzo *(G. S. Gorshkov)*.

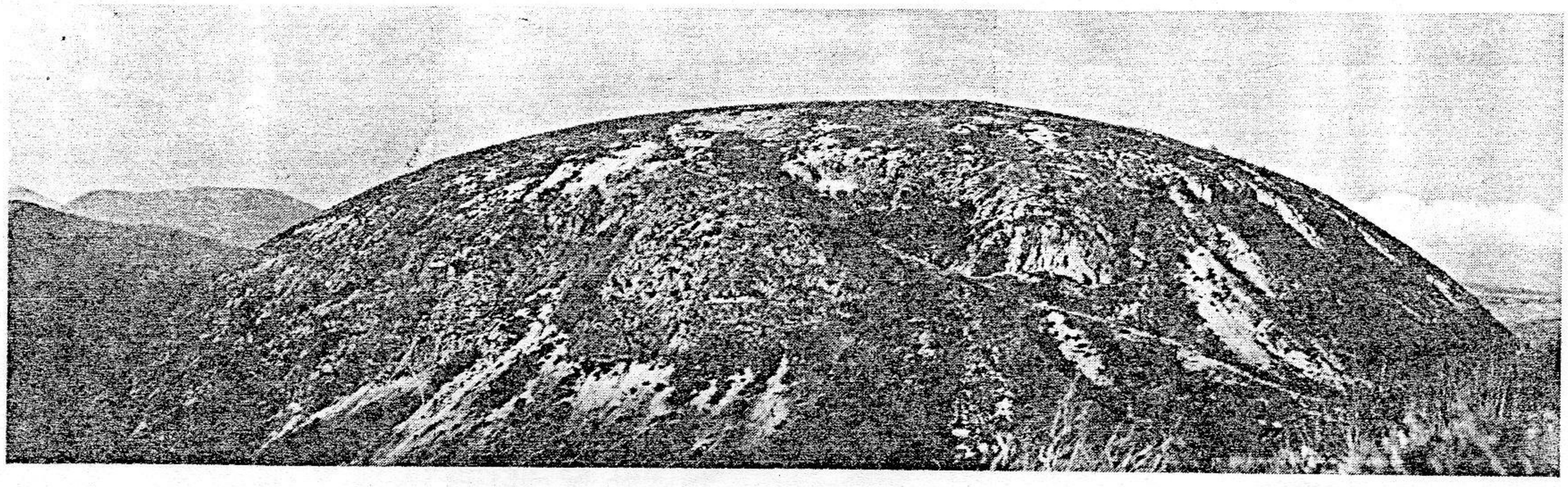


Figura 12.25. Cúpula del Puy Grand Sarcoui, Auvernia: cúmulo-domo de lava traquítica sin cráter *(L. Hawkes)*.

ren que también se desarrollaron por una acumulación, tanto interna como externa, de lava muy viscosa sobre una chimenea oculta.

5. *Domos de crecimiento externo.* Las lavas basálticas muy fluidas, de las que los gases escapan tan fácilmente que la actividad explosiva es subordinada, se extienden a lo largo de grandes distancias en forma de mantos delgados. Debido a la acumulación de coladas sucesivas en varias direcciones, se construye un domo amplio y extenso de pendiente suave, en general menor de 6° u 8°. Los ejemplos clásicos de estos *volcanes de escudo* son los de las islas Hawaii; hay otros en las islas Samoa y en Islandia. Hawaii (figura 12.26), la isla mayor del archipiélago del mismo nombre, se ha formado por la acumulación, en el fondo del mar, de material de varios escudos volcánicos que, al crecer, se han ido reuniendo. El Mauna Loa es el más alto, se levanta más de 9000 m (unos 4200 m sobre el nivel del mar) desde una amplia base de unos 113 km de diáme-

tro (fig. 12.27). El Kilauea se encuentra en su flanco, a unos 30 km de la cumbre y se eleva 1200 m sobre el nivel del mar. Los «cráteres» de los volcanes de escudo son calderas de hundimiento en las que hay cráteres en forma de hoya, muchos de los cuales están ocupados por lagos turbulentos de lava a cielo abierto. A veces rebasan, pero otras veces la lava drena por grietas profundas para emerger de nuevo, en algunas ocasiones, por niveles bajos de los flancos, que pueden estar sumergidos en el mar. Como veremos ahora, al tratar del Kilauea, la complejidad de los sistemas y conductos de drenaje de estos volcanes (y de los menos conocidos) supera nuestras posibilidades actuales de comprensión.

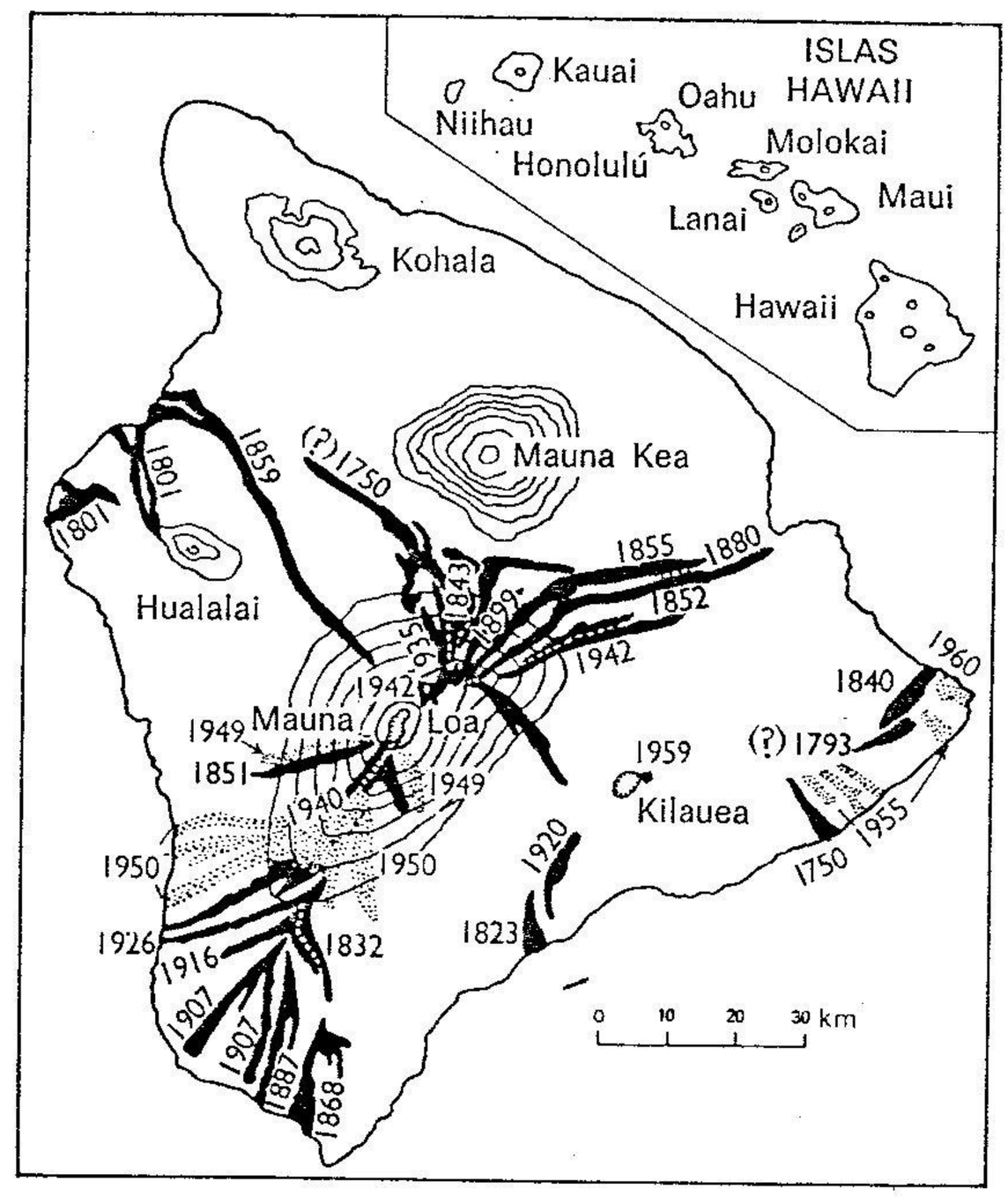


Figura 12.26. Mapa de Hawaii que representa las coladas emanadas desde 1801 a 1960.

El Kilauea, Hawaii

Debido a la facilidad de acceso y al relativamente escaso riesgo de peligro que presenta, el Kilauea ha sido el volcán que más de cerca se ha estudiado. Desde que en 1823 empezaron las observaciones científicas, durante un siglo la actividad del lago de lava fue muy vigorosa en diferentes partes del fondo de la caldera. Entonces el fondo se encontraba a más de 300 m por debajo del borde. En 1832 las coladas de lava acumulada rebasadas de los «hoyos de fuego», de las fisuras y de pequeños conos ocasionales habían formado un nuevo fondo 116 m más próximo a la cima. Éste se hundió y cayó a un nivel próximo al de 1823, luego volvió a acumularse y a subir, y de nuevo se hundió en 1840. Los cambios posteriores de nivel consistieron en levantamientos masivos del fondo y en hundimientos menores. Evidentemente, la caldera está limitada por fallas anulares. Actualmente, el fondo está a unos 150 m por debajo de la altura máxima del borde y el único cráter en forma de hoyo activo en la caldera es el Halemaumau (figs. 12.28-30). Durante el último medio siglo, la columna de lava ha subido y bajado alternativamente, desapareciendo de la vista, encontrándose, derramándose, o formando un lago agitado con surtidores incandescentes, que salen a chorro de las bandas deslumbrantes que se forman cuando se agrieta la superficie normalmente apagada.

En 1911, cuando el lago de lava estaba siendo estudiado de cerca por Perret, se cubrió de una delgada piel vítrea, surcada por grietas, a través de las cuales se podía ver la lava resplandeciente. Pero la superficie, en conjunto, se trasladaba hacia el extremo oriental, donde se rompía y se hundía en una larga «gruta» de la que escapaban grandes burbujas de gas que soltaban ráfagas de material atomizado dorado. Era evidente que la lava enfriada se vaciaba en el espacio libre dejado por los gases ascendentes. La circulación se completaba en profundidad por una corriente de regreso dirigida hacia el extremo occidental de la hondonada, donde la lava rejuvenecida volvía a subir, y de este modo se mantenía el lago a nivel constante durante varias semanas. Pero en esta circu-

Figura 12.27. Perfil de Mauna Loa, ejemplo típico de volcán de escudo. Longitud del corte 34 km; escala natural.

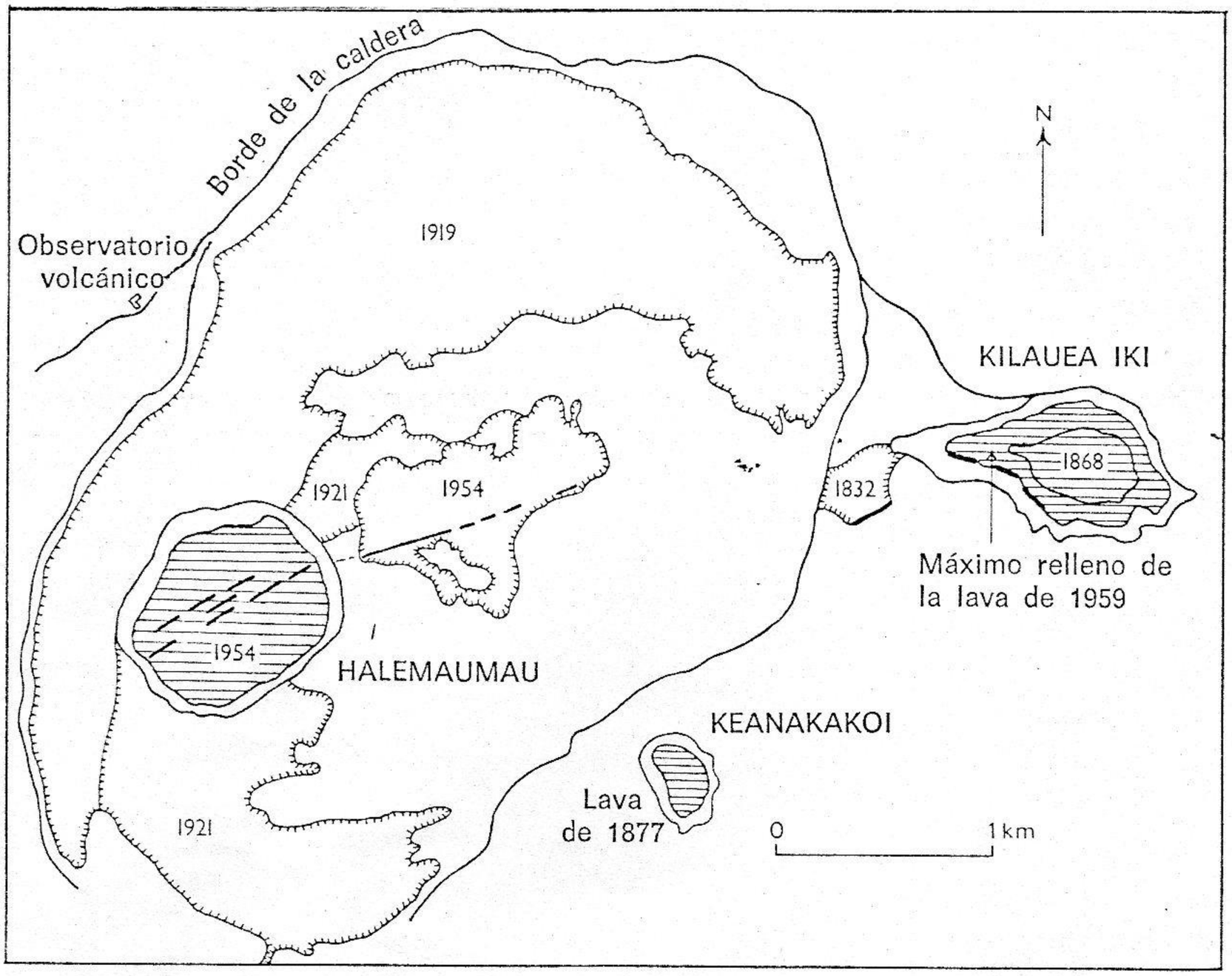


Figura 12.28. Mapa de la caldera del Kilauea y cráteres en hoya asociados, y extensión de las coladas de lava. Las fisuras eruptivas de 1954 del fondo de la caldera, y las de 1959 del flanco del Kilauea Iki, se presentan con líneas gruesas.

Figura 12.29. Lago de lava del Halemaumau el 23 de mayo de 1912. A medida que la lava va subiendo lentamente y rebasa el umbral que circunda el lago, se derrama y se enfría y así construye un límite aún más alto en el que el lago puede crecer más. Aquí se ve la lava rompiendo en el umbral en dos sitios, izquierda y derecha, y la formación de pahoehoe típica en primer término. La burbuja de gas que hay en medio del lago tenía unos 9 m de diámetro *(A. L. Day, Laboratorio Geofísico, Institución Carnegie de Washington).*

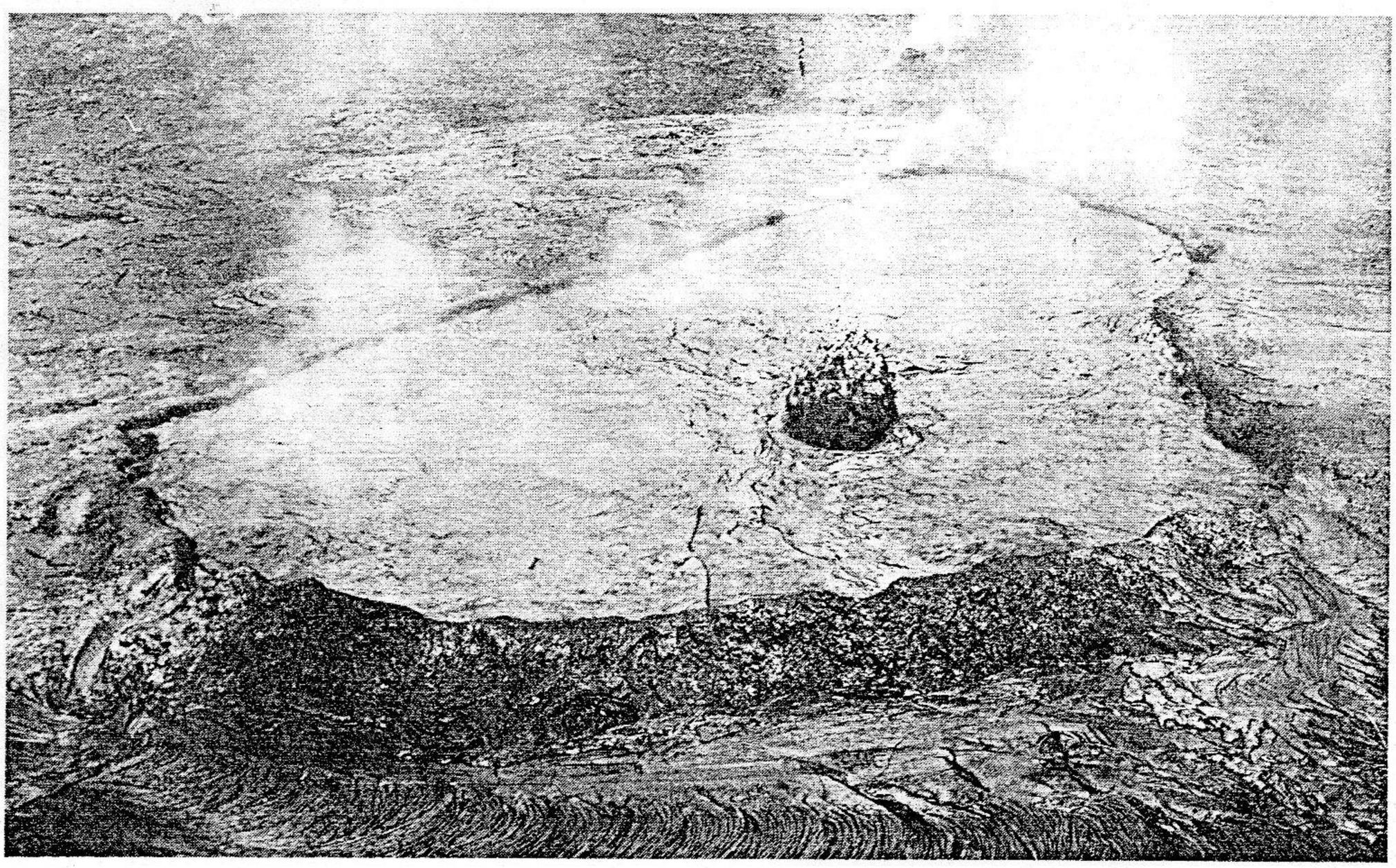
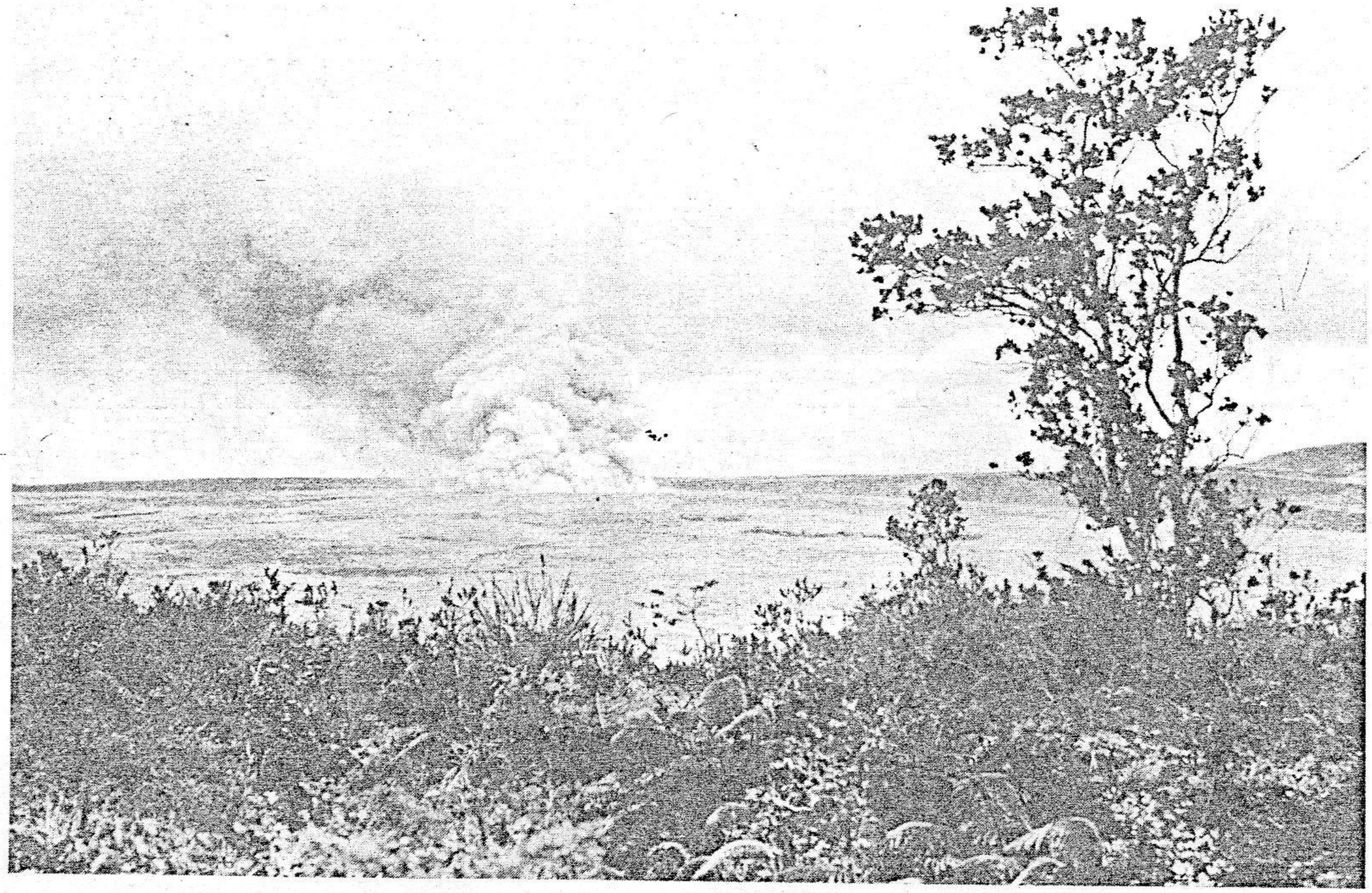


Figura 12.30. Vista del lago de lava Halemaumau durante un período de máxima actividad gaseosa, 8 de julio de 1912; fotografía tomada de noche con el resplandor de los surtidores incandescentes *(A. L. Day, Laboratorio Geofísico, Institución Carnegie de Washington).*

lación activada por gases la lava se habría solidificado en muy poco tiempo. Otras veces los gases subían por la zona central (fig. 12.29) y, excepcionalmente, por toda la superficie (fig. 12.30).

En 1912, durante un período en que la superficie del lago estaba a 60 m del fondo de la hondonada, Day y Shepherd midieron la temperatura de la lava y observaron que, en 23 días, ésta subió de 1070°C a 1185°C. En el mismo período se observó un brusco aumento de la proporción de gases desprendidos, que culminó con el máximo desarrollo de surtidores de lava (fig. 12.30) cuando la temperatura era máxima. Como el nivel del lago no había variado, se llegó a la conclusión de que el aumento de temperatura se debía al calor producido por reacciones químicas entre los gases ascendentes, el aire y el Fe_2O_3 de la propia lava.

Como se indica en la figura 12.28, entre 1919 y 1921 el Halemaumau rebasó en mucho la caldera. Durante varios años el lago de lava había estado subiendo y bajando con un rango de variaciones de altura de unos 210 m. Pero en 1924, la lava bajó mucho más, evidentemente a consecuencia de su drenaje por fisuras subterráneas. Se produjeron terremotos a 50 km hacia el este y más lejos; y es probable que la lava encontrara una vía de salida al mar en una prolongación submarina de la misma zona de fractura oriental. Las paredes del Halemaumau, que dejaron de sostenerse en la lava, se derrumbaron en la hondonada que se vaciaba, ensanchándola en la parte superior y obstruyendo su fondo. El agua subterránea se filtró por los derrubios y al pasar a vapor a gran presión, limpió las sucesivas obstrucciones en el transcurso de una serie de explosiones freáticas (figs. 12.21 (*a*) y (*b*) que se sucedieron hasta que el suministro de calor, residual o de cualquier otro tipo, dejó de ser efectivo. Entonces se vio que los derrumbamientos y explosiones producidos en pocas semanas habían aumentado las dimensiones del Halemaumau de 245 × 150 m a 1036 × 914 metros. El fondo de la caldera ensanchada, que ahora estaba 400 m más abajo que los bordes, era sólo una depresión abrigada, apoyada sobre



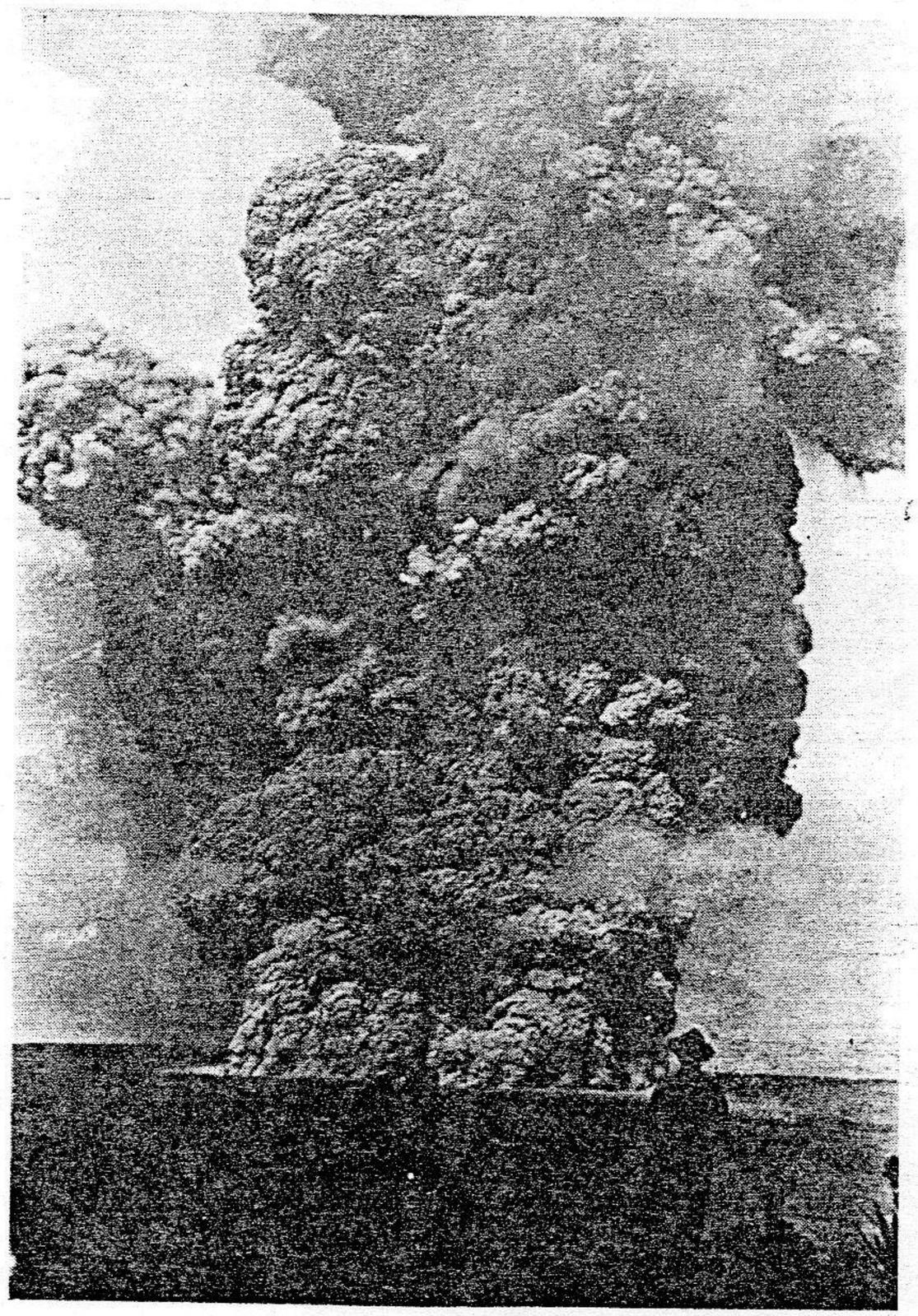


Figura 12.31. arriba y abajo. Erupciones explosivas pseudovolcánicas de la hoya del Halemaumau, mayo de 1924, vistas desde el umbral de la caldera *(Museo Americano de Historia Natural, Nueva York; abajo H. T. Stearns, Servicio Geológico de los Estados Unidos).*

la inmensa acumulación de derrubios que habían caído en ella. En las paredes sólo se pudieron detectar unos cuantos puntos calientes y aberturas para el desprendimiento de gases, y cuando la lava empezó a aparecer de nuevo, lo primero que hizo fue atravesar un tabique situado en la parte inferior de las laderas y formar un surtidor de 53 m de altura.

Se sabe que en 1790 tuvo lugar una erupción explosiva del mismo tipo —que seguramente es del tipo «caldera de vapor» o freática— de la que todavía quedan indicios en unos cuantos afloramientos de derrubios piroclásticos de lavas que fueron arrojadas entonces. Depósitos análogos conservados entre coladas de lava y actualmente al descubierto en las paredes de la caldera del Kilauea muestran que, en el tiempo representado por los materiales —que parece ser de 1000 a 2000 años—, hubo por lo menos 11 erupciones de este tipo.

La figura 12.26 indica claramente que el Kilauea y las zonas de fractura adyacentes situadas hacia el este y hacia el sudoeste constituyen un cinturón activo que es *perpendicular* al eje general del archipiélago hawaiano. El Mauna Loa y sus zonas de fractura son un ejemplo de alineación similar y casi paralela. Es posible que no haya comunicación directa entre ambos, y también puede ser que la lava del Mauna Loa drene a través del Kilauea, que está 3000 m más bajo. Además, no hay relación aparente entre las erupciones de ambos volcanes y sus zonas de fractura. El Heleakala (fig. 12.2) también ilustra el hecho significativo de que las principales comunicaciones con las fuentes magmáticas son perpendiculares al archipiélago y, aparentemente, sin interconexiones directas. Incluso a lo largo de cada alineación transversal, las conexiones parecen ser temporales y variables.

Los síntomas de la complejidad del sistema de drenaje se han estado repitiendo en la historia volcánica reciente del Kilauea. En 1927 el nivel de la lava del Halemaumau lentamente empezó a subir, pero permaneció baja hasta las considerables subidas de 1952 y 1954. En todo este tiempo se produjeron varias erupciones voluminosas del Mauna Loa y sus fracturas. Hasta 1954 la lava no volvió a desparramarse por el fondo del Kilauea, pero el hecho no se debió a una colada del Halemaumau, cuyo nivel seguía estando a unos 137 m por debajo del borde. Se trató de un derrame a partir de unas fisuras ENE que se abrieron en el fondo de la caldera (fig. 12.26). Posteriormente, en 1955, la actividad migró a lo largo de la fractura oriental, tal como indica el mapa.

En 1957, al medir el abombamiento del suelo, se vio que toda la zona de la caldera estaba abombándose hacia arriba. En otoño de 1959 la tasa de arqueamiento se aceleró y se registraron numerosos temblores de tierra, originados a una profundidad de unos 56 km. El 14 de noviembre por la noche, bruscamente, empezó la erupción prevista, pero no donde se esperaba. Chorros de lava resplandeciente salían explosivamente de grietas formadas en las laderas SO del Kilauea Iki, cráter en forma de hoya que se había mantenido inactivo durante casi un siglo. Un chorro estuvo manando a intervalos durante un mes (figs. 12.14 y 12.32), y en su explosión mayor llegó a tener 580 m de altura. El Kilauea Iki se convirtió en

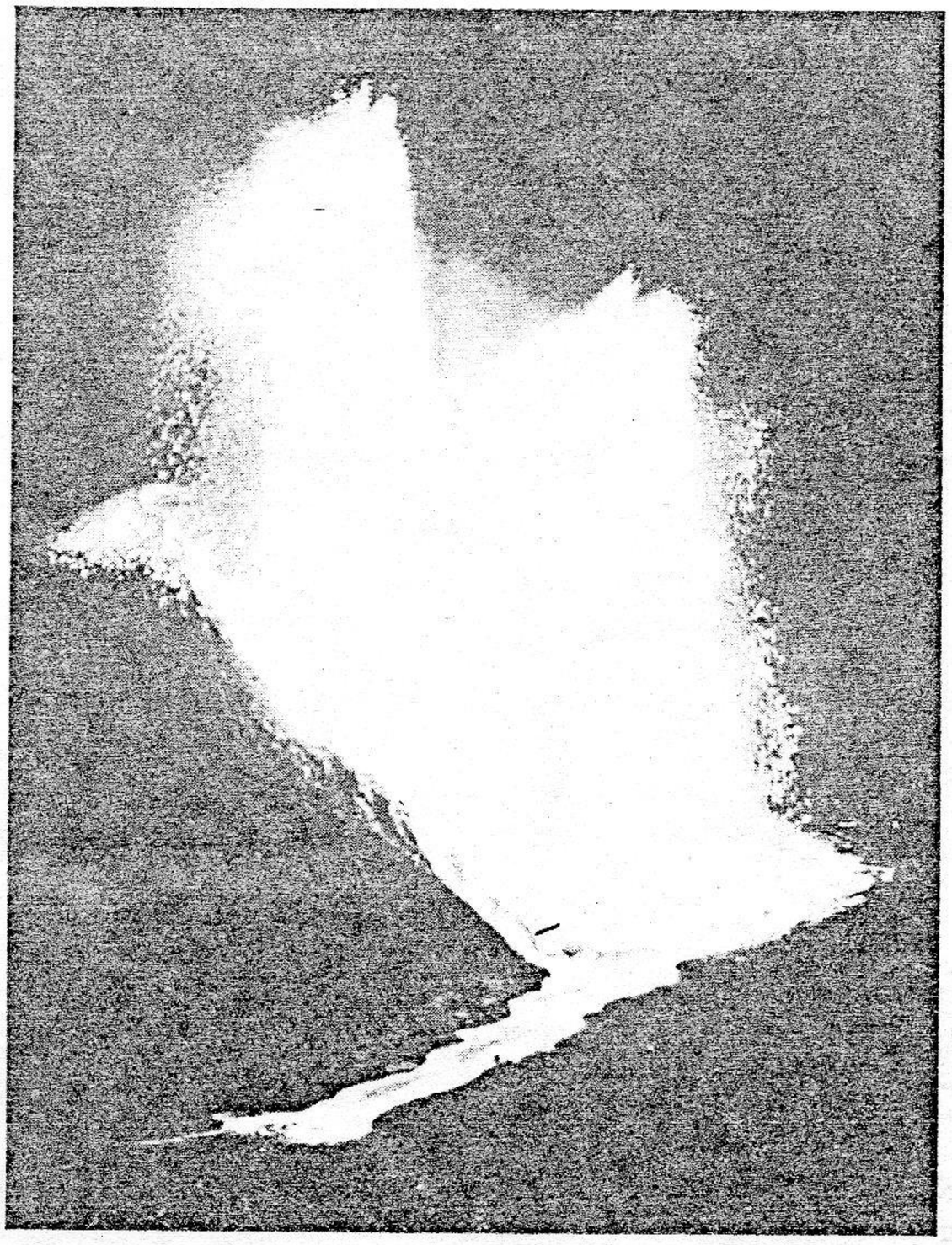


Figura 12.32. Surtidor incandescente sobre la fisura desde la cual sale lava que va al lago del cráter en hoya; erupción de 1959 del Kilauea Iki. Fotografía tomada el 19 de noviembre a las seis de la mañana. Véase también la figura 12.14 *(Observatorio Volcánico Hawaiano, Servicio Geológico de los Estados Unidos).*

un lago de lava fundida que sumergió los conductos activos y que, cuando la formación de chorros era más activa, llegó a tener más de 120 m de profundidad. Al dejar de salir los surtidores, la lava se drenaba, como el agua de una bañera, a una tasa doble o triplemente rápida de la de relleno. Este tipo de actividad intermitente se mantuvo cinco semanas.

Entonces empezaron los terremotos en la fractura oriental y, en enero de 1960, lava muy cargada de gas salió a través de una serie de fisuras situadas junto al punto más oriental de Hawaii, formando una cortina incandescente de la que fluía una corriente de lava hacia el mar. Era evidente que la lava procedía de la región subyacente a la caldera, ya que las mediciones del grado de abombamiento indicaron un asentamiento rápido. El 7 de febrero, mientras la lava aún fluía

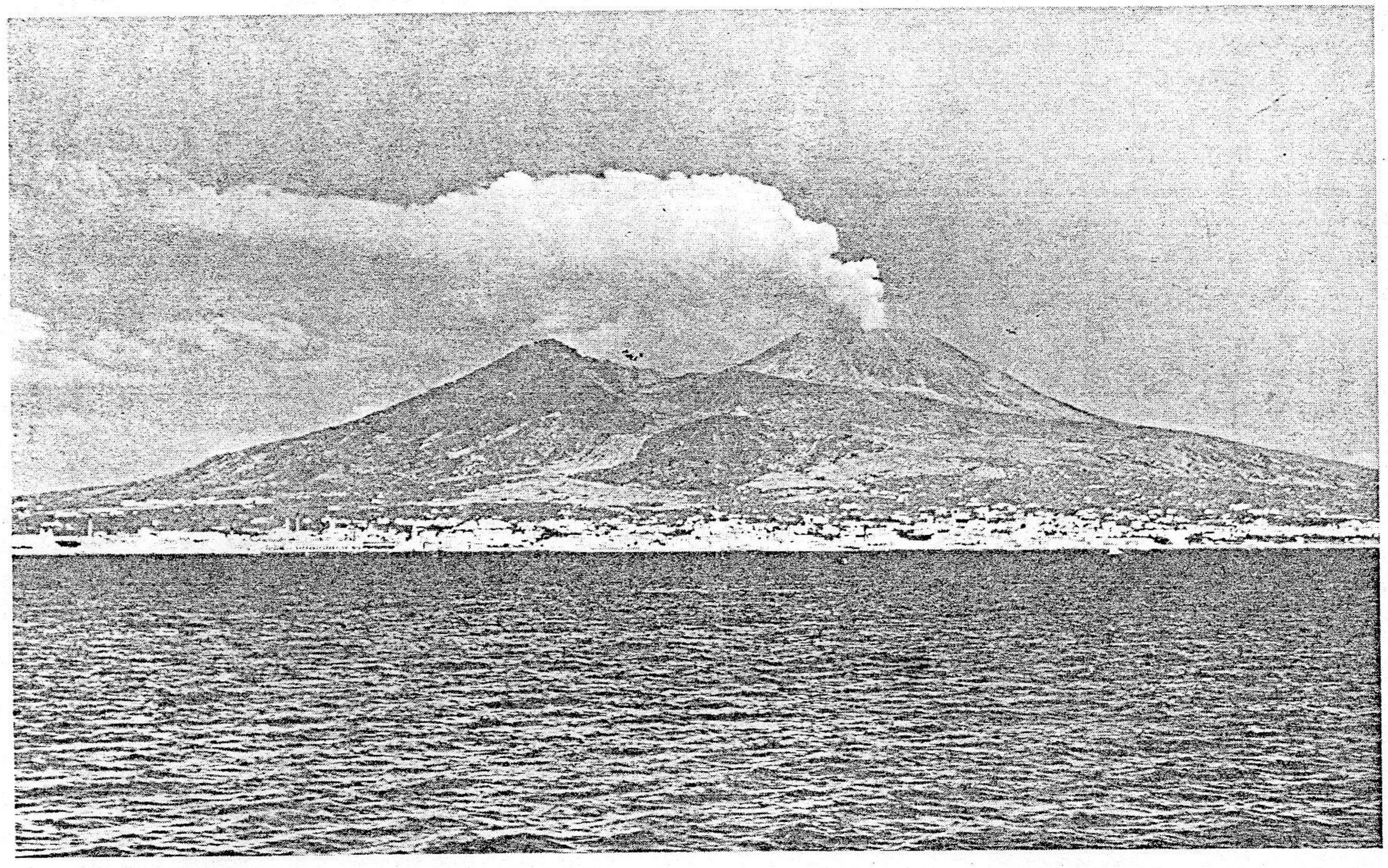


Figura 12.33. El Vesubio semicerrado por la caldera rota llamada Monte Somma *(Fox Photos, Ltd).*

hacia el mar, el fondo plano del Halemaumau se hundió bruscamente. Primero se convirtió en una depresión en forma de cuenco a 46 m por debajo del nivel que tenía pocas horas antes. Luego «en un período de 10 minutos, una pequeña parte del centro de la gran zona hundida, de más de 300 m de diámetro, se hundió 60 m más y en ella penetró una pequeña cantidad de lava sumamente viscosa» (Richter y Easton). Así terminó el episodio volcánico más impresionante de los que se han desarrollado en Hawaii.

El Vesubio

Durante los dieciséis siglos que siguieron a la erupción del año 79 de nuestra era, el Vesubio sólo tuvo diez erupciones violentas, a cada una de las cuales sucedió un largo período de quietud. Con la erupción de 1631, después de 130 años de reposo, el volcán adoptó su actual comportamiento de actividad cíclica, con ciclos marcados por períodos definidos de actividad creciente, que culminan con explosiones de intensidad paroxismal, a intervalos que varían entre 11 y 40 años. Las tres últimas erupciones mayores se han producido en 1872 (fig. 12.16), 1906 y 1944.

En la erupción de 1906, Frank Perret, el más valeroso de los vulcanólogos, se quedó en el observatorio ubicado en el flanco occidental y su diario íntimo de la secuencia de sucesos se ha convertido en uno de los clásicos de la literatura geológica. En 1905, cuando la erupción ya comenzaba, el cono se agrietó en la parte alta de la ladera noroeste (A, fig. 12.34) y dio paso a una emisión de lava, que por un tiempo aminoró las condiciones de tensión en el interior del cráter. Fue entonces cuando Perret, por vez primera, pudo ser testigo de la refusión de la lava ya solidificada y fría. Escribe que estaba de pie, con un grupo de estudiantes, en una superficie de lava dura del cono cuando ésta, gradualmente, aumentó de temperatura hasta que el calor bajo sus pies fue insoportable. Al retirarse se observó que una zona circular de unos 2 metros de diámetro se volvía incandescente a plena luz del día y que empezó a hincharse hasta que, sin fracturarse, el

material llegó al punto de fusión completa y una corriente pequeña y efímera de lava empezó a fluir cuesta abajo.

Casi un año después, el 4 de abril de 1906, el cono se fracturó a niveles mucho más bajos de los flancos (B-G, fig. 12.34). Se derramaron torrentes de lava saturada de gases, que hicieron bajar el nivel de la lava coherente en el conducto. El efecto resultante del aligeramiento de la presión bajo el cráter fue una tremenda emisión de gases expansivos, interrumpidos por explosiones bien definidas que mantenían toda la montaña en un estado de fuerte vibración continua. Lava incandescente, violentamente transportada conducto arriba, se desmenuzaba en trozos de todo tamaño hasta el de un atomizado muy fino, y salía disparada a varios kilómetros de distancia, formando nubes flotantes de cenizas, como si se tratara de un geiser efervescente de gran potencia. Al impresionante resplandor se añadieron intensas descargas eléctricas. En un momento dado un chorro inclinado de proyectiles fundidos chocó con el Monte Somma y llevó al desastre a las ciudades de las llanuras adyacentes.

Cuatro días después de que empezara el paroxismo —fase vesubiana—, éste culminó con una vigorosa emisión de gases —fase pliniana—, la cual continuó durante la mayor parte del día, que hizo estallar el cuello de la chimenea, arrancó las partes altas del cono y alcanzó una altura de más de 12 km antes de dispersarse. Fue precisamente la intensidad asombrosa de esta explosión lo que

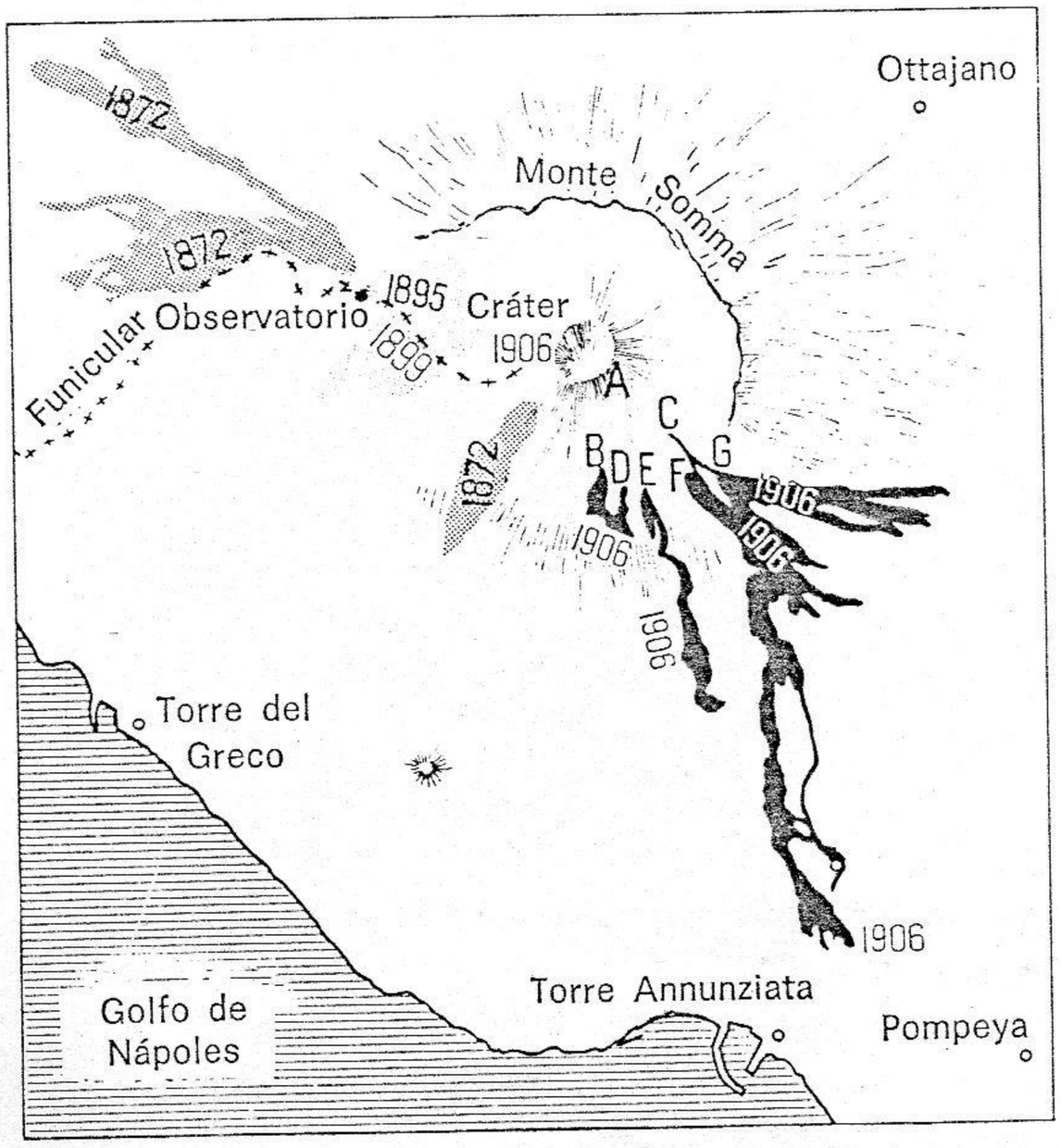


Figura 12.34. Mapa del Vesubio y de Monte Somma indicando los puntos de emisión de lava en 1905 (A) y 1906 (B-G).

Figura 12.35. El cono del Vesubio antes y después de la erupción de 1906. *b* representa el borde del cráter tal como estaba el 20 de marzo de 1905. En él se construyó un conito terminal que el 23 de mayo 1905 tenía una altura máxima de 1335 m. La erupción de abril de 1906 bajó el borde del cráter hasta *c* por erosión gaseosa y desplomes interiores, y la altura máxima de entonces era de 1220 m *(F. Perret, Institución Carnegie de Washington).*

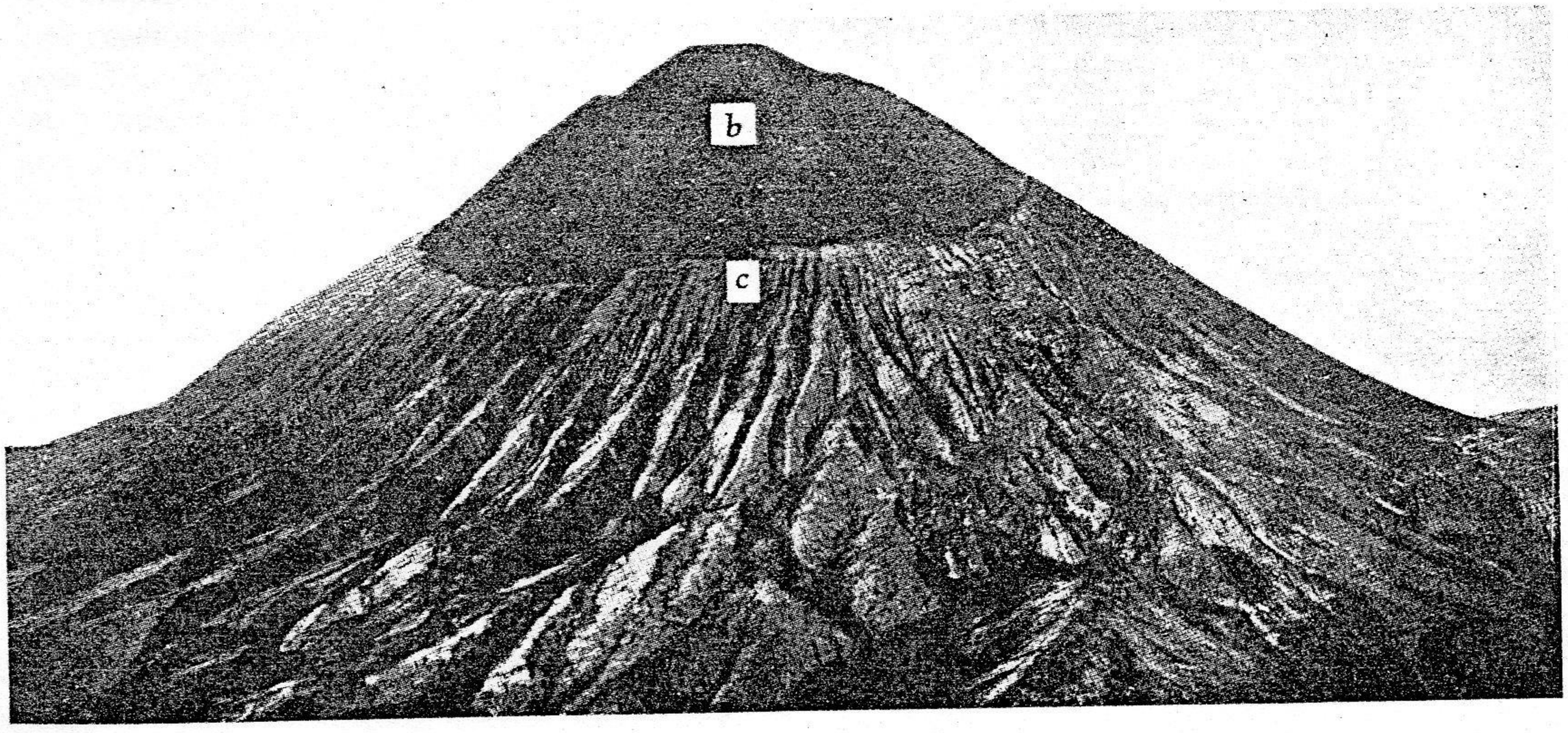


Figura 12.36. Pequeño cono eruptivo del cráter del Vesubio, 1918 *(Fox Photos, Ltd).*

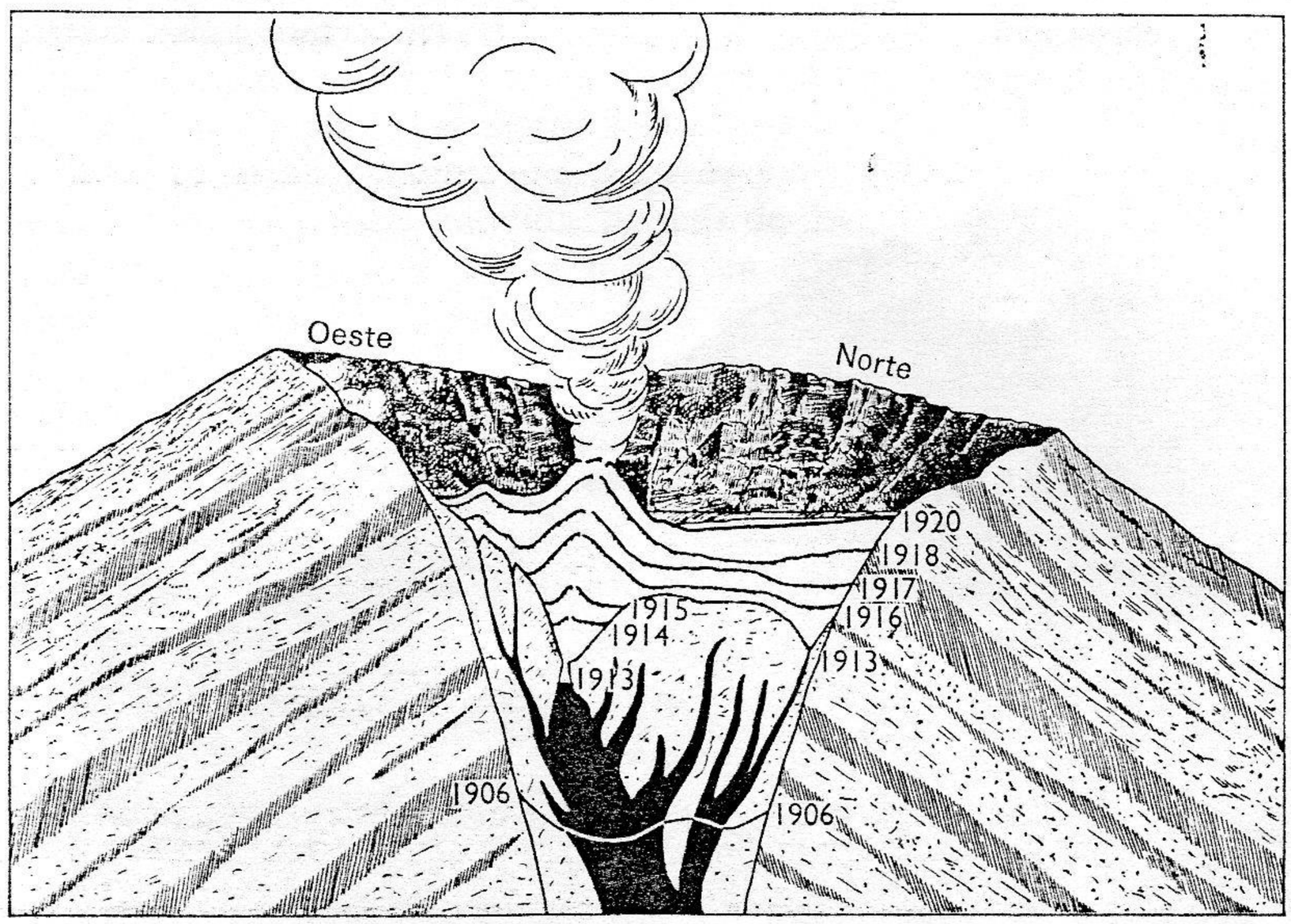


Figura 12.37. Representación esquemática del crecimiento del cono activo de la figura 12.36 en el transcurso de los siete años que siguieron a los siete de reposo aparente después de la gran erupción de 1906.

dio a Perret la convicción de que el gas es el agente principal de la erupción volcánica.

A medida que disminuía la presión y poder del gas, las paredes del cráter ensanchado empezaron a desplomarse, produciendo obstrucciones temporales y provocando potentes explosiones y la formación de nubes pseudovulcanianas muy cargadas de cenizas oscuras. Esta etapa final de la erupción se mantuvo intermitentemente durante varios días, en el transcurso de los cuales la intensidad fue disminuyendo gradualmente. El 22 de abril, la reducida energía se había agotado.

Durante los años siguientes el profundo embudo del cráter se fue rellenando gradualmente con los materiales desprendidos de las paredes. El fondo de derrubios quedó expuesto a la vista por primera vez en 1909. Aparte de la emisión de vapores, el volcán quedó en reposo hasta 1913, cuando la lava incandescente perforó el fondo y empezó a construir un nuevo cono eruptivo de pequeñas dimensiones (figs. 12.36 y 12.37). Es probable que en el transcurso de estos años de aparente inactividad los «derrubios» desprendidos que taponaron el conducto volvieran a estar refundiéndose por la acción de los gases ascendentes.

Desde 1913 el Vesubio pasó por una fase de actividad moderada casi continua de tipo estromboliano, alternando los períodos de efervescencia de la columna de lava del interior del pequeño cono creciente con los derrames ocasionales, los cuales, en conjunto, fueron cada vez más voluminosos con el paso de los años. Este incremento, largo tiempo sostenido, culminó con la erupción que empezó en marzo de 1944 y duró 17 días. En esta ocasión salieron del cráter grandes coladas de lava. Una de ellas avanzó por la vía del funicular y arrasó la ciudad de San Sebastiano, de la que apenas quedó nada cuando la lengua frontal de lava *aa* por fin se paró. A la fase de lava efusiva le siguió, a los nueve días, un paroxismo típicamente vesubiano de actividad gaseosa creciente, con producción periódica de surtidores de lava luminosa que subían hasta a 1000 m de la cumbre. Después de mantenerse durante un día y una noche estos surtidores, cada uno de los cuales duraba más o menos una hora, y de un cambio continuo de las extensas nubes de fondo en coliflor, las lavas disponibles aparentemente se habían agotado. La actividad del gas culminó, entonces, con varias horas de fase gaseosa pliniana ascendente. La erupción de 1944 terminó con unos cuantos días de explosiones pseudovulcanianas, correspondientes a la fase de cenizas oscuras de 1906. El desmoronamiento de las paredes interiores redujo entonces la profundidad del cráter, y en ocasiones produjo impresionantes nubes de polvo que se describieron erróneamente como erupciones.

El Monte Pelado, Martinica

Antes de la trágica catástrofe de 1902, el Monte Pelado (en la isla Martinica, del arco de islas volcánicas de las Antillas) había estado en reposo durante mucho tiempo y las únicas actividades anteriores conocidas por los habitantes de la isla eran las erupciones moderadas de tipo vulcaniano que tuvieron lugar en 1792 y 1851. A principios de primavera de 1902 la actividad vulcaniana se reinició, pero esta vez el cráter empezó a llenarse y taponarse por dentro por la formación de un domo de lava sumamente viscosa. Al escapar las aguas hirvientes desplazadas del lago del cráter por una grieta en V o muesca del borde, una gran inundación de barro candente descargó en la Rivière Blanche. Esta muesca determinó los puntos de menor resistencia, situados junto a la base del domo creciente, a través de los cuales, posteriormente, salió la materia madre de casi todas las *nubes ardientes:* la mayoría de ellas salían más o menos tranquilamente en forma de masas globulares, pero a veces lo hacían explotando violentamente. Como la grieta estaba situada en la cabecera de la Rivière Blanche, el valle tendía a confinar las *nubes* a medida que éstas se dirigían al oeste, hacia el mar, con velocidad huracanada. Pero el 8 de mayo, la primera, y sin duda la más potente de todas las *nubes,* precedida de una explosión excepcional, descendió precipitadamente por las laderas de un sector mucho más amplio (que se extendía del noroeste al sur) en el que quedó incluida en la zona devastada St. Pierre, puerto y capital de Martinica. En pocos minutos toda la ciudad y sus 30 000 habitantes fueron totalmente aniquilados por la irresistible y asfixiante ráfaga (fig. 12.38). Los buques del puerto se incendiaron, dieron una vuelta de campana y se hundieron en el mar hirviente. Después de este desastre sin precedentes, la actividad de las *nubes*

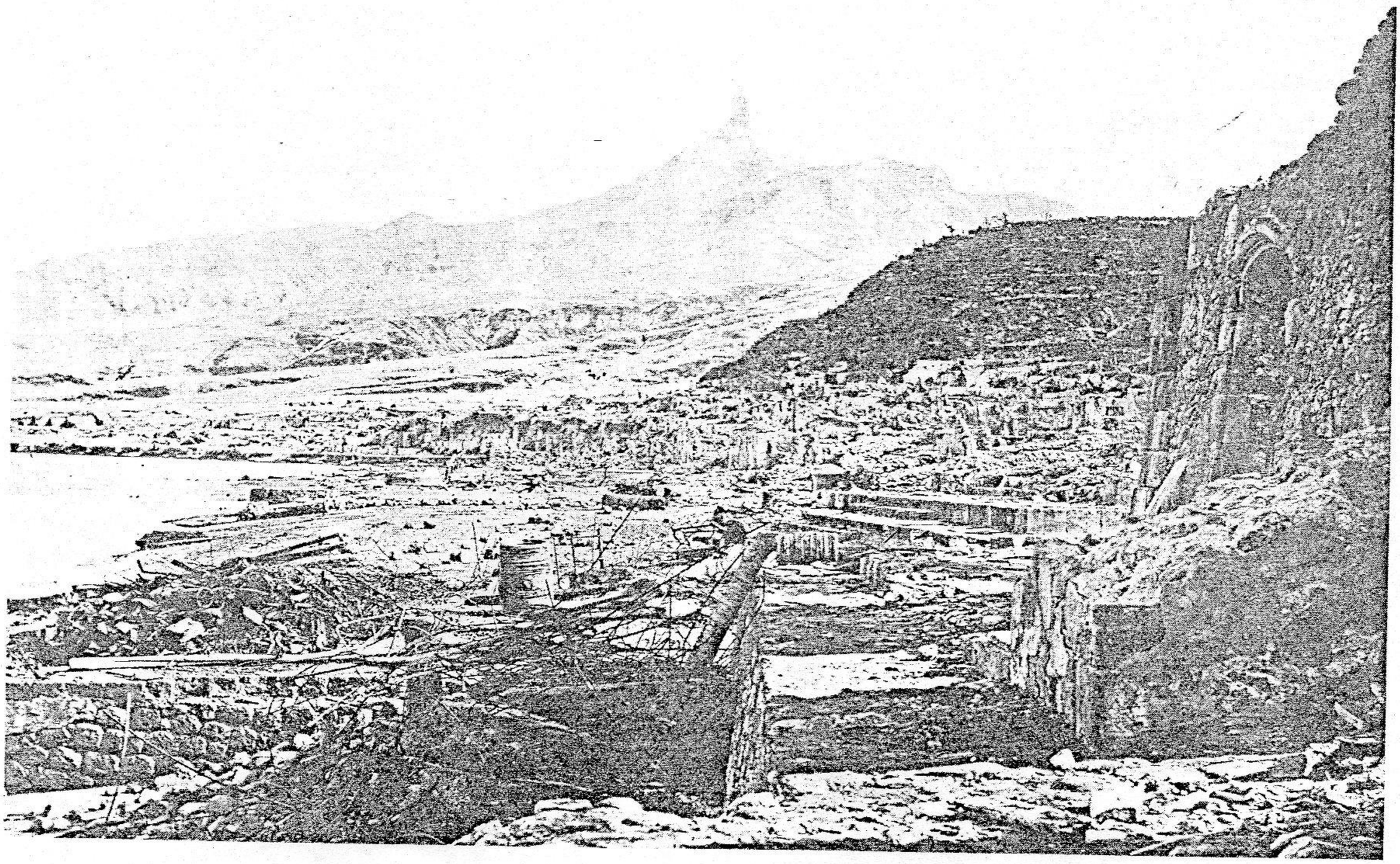


Figura 12.38. Ruinas de St. Pierre después del desastre de 1902. Al fondo el Monte Pelado y su aguja *(A. Lacroix).*

y el crecimiento del domo prosiguieron durante muchos meses.

En octubre, el tapón de lava casi consolidada en el conducto empezó a ser masivamente forzada hacia arriba, y una gigantesca columna humeante salió a través del domo del cráter y se elevó mucho sobre él. Al poco tiempo, la mitad de ella se rompió por una grieta inclinada que se iniciaba en la cumbre, y así la parte restante quedó en forma de aguja. En el transcurso de siete meses la aguja llegó a elevarse casi 300 m sobre el domo, pero en julio del año siguiente se hizo pedazos.

Sólo dos días antes de que se destruyera St. Pierre, una erupción de *nubes* de un tipo algo diferente (pág. 227) se produjo en la isla de St. Vincent, situada al sur. Después de una serie de terremotos violentos, el lago del cráter del volcán de la Soufrière, hirvió y se desbordó y una *nube* negra, muy cargada de masas de lava incandescente, bajó de la cumbre en todas direcciones y destruyó todo lo que encontró a su paso. Aquí el número de muertos fue de unos 1600.

Entre 1929 y 1932 el Monte Pelado volvió a ser activo; los síntomas preliminares fueron temblores de tierra y actividad fumarólica creciente. Durante los primeros meses, explosiones pseudovulcanianas, que se hacían cada vez más frecuentes y violentas, establecieron un cráter allí donde en 1903 había un domo, la mayor parte del cual había sido denudado. Después de la eliminación de la obstrucción apareció la primera *nube* a primeros de diciembre de 1929. Al cabo de pocos días Perret improvisó un observatorio en la margen de la Rivière Blanche y mantuvo al volcán bajo una cuidadosa vigilancia. Muy pronto, el valeroso hombre se sintió con seguridad suficiente para calmar a la aterrorizada población —en su mayoría fugitiva después de la aparición de la primera nube— y, gradualmente, se fue volviendo a la normalidad en St. Pierre. En febrero de 1930 empezó a aparecer un nuevo domo.

Después, las erupciones siguieron un curso rítmico destacado, alternando los períodos de descarga de *nubes* de la misma grieta que antes (figura 12.39) con períodos de formación del domo,

Figura 12.39. Nube ardiente, Monte Pelado, 7 de enero de 1930.
arriba: 4 minutos después de la emisión.
abajo: unos segundos después, enorme expansión hasta una altura de 4000 metros *(F. A. Perret, Instituto Carnegie de Washington).*

con muy escasa superposición de los dos tipos bien distintos de extrusión. Innumerables agujas de lava viscosa fueron forzadas por compresión a atravesar el domo durante sus fases de crecimiento (fig. 12.40), pero en poco tiempo, que nunca excedía de unos pocos días, se derrumbaban en grandes bloques y fragmentos menores que iban rodando o se avalanzaban por las pendientes de cenizas. Todas las *nubes* bajaban por el valle de la Rivière Blanche formando torrentes violentos de partículas de lava que se autohinchaban, transportando bloques de todos los tamaños, hasta del tamaño de una casa de campo, la mayor parte de los cuales procedían de las agujas rotas del domo, y alimentando las nubes expansivas, turbulentas e hinchadas, formadas de cenizas sueltas y gases liberados.

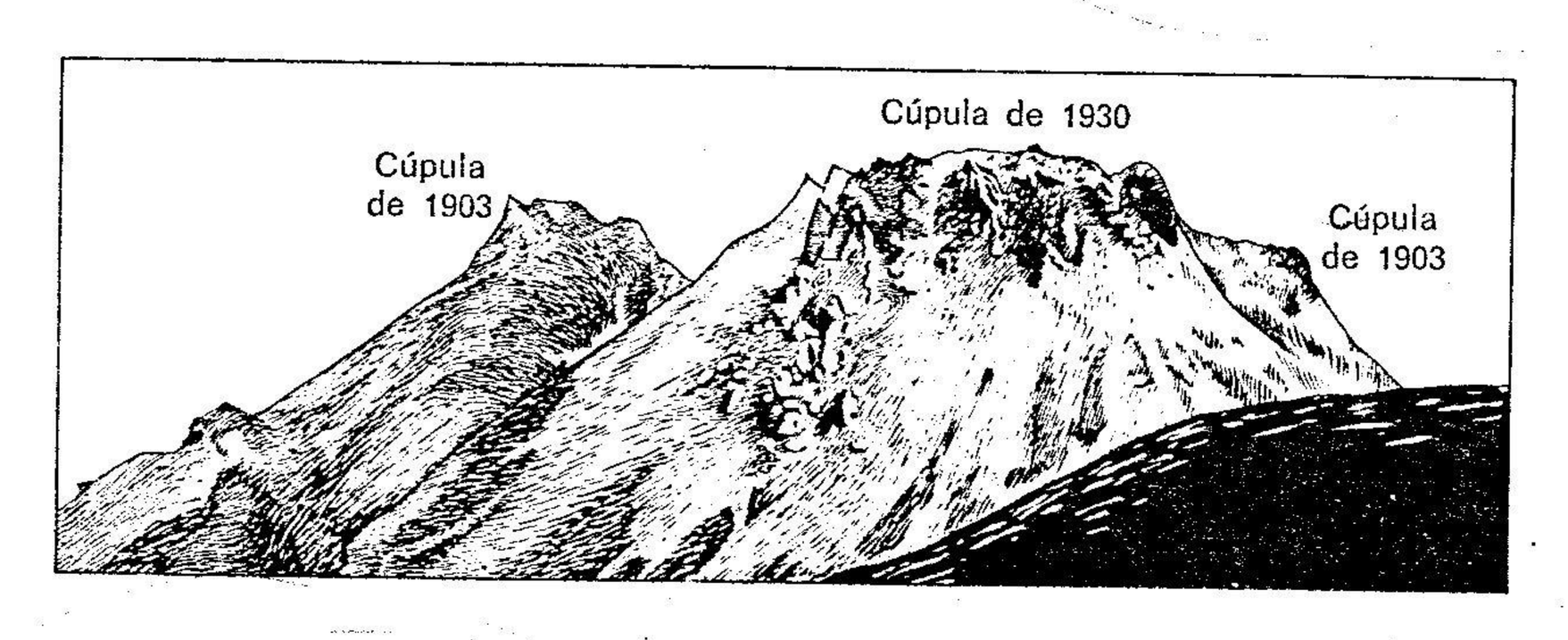


Figura 12.40. Vista del domo creciente del Monte Pelado en 1930, con pequeñas agujas en diferentes estadios de proyección y hundimiento *(Dibujo hecho en base a una telefoto por R. A. Perret).*

El Krakatoa, Indonesia

Antes de su impresionante despertar de 1883 (figs. 12.41 y 12.42), el viejo macizo volcánico de Krakatoa (situado entre Java y Sumatra) había estado durmiente durante dos siglos. En mayo de aquel año la boca del Perboewatan entró en actividad, con explosiones vulcanianas seguidas de erupciones de tipo vesubiano moderado. Durante las semanas siguientes se abrieron varias salidas alrededor de Danan, hasta que en agosto por lo menos una docena de erupciones vesubianas estaban en marcha y aumentaban continuamente su violencia. El paroxismo se alcanzó en la última semana de agosto. El día 26 se oyeron formidables detonaciones cada diez minutos. Densas nubes volcánicas llegaron a una altura de 27 km, y las cenizas, convertidas en barro sofocante a causa de la incesante lluvia, cayeron sobre Batavia (actualmente Yakarta) que quedó sumida en una densa oscuridad, aliviada sólo por los vivos destellos de los relámpagos. En la mañana del 27 hubo cuatro explosiones tremendas, la mayor de las cuales se oyó en Australia, a 5000 km de distancia, y una vasta nube de piedra pómez y ceniza resplandeciente se elevó en el aire hasta 80 km de altura. Aunque Krakatoa estaba deshabitada, la catástrofe no descuidó su aspecto mortífero. Olas marinas muy destructivas (*tsunami:* véase pág. 641), una de ellas de más de 36 m de altura, arrasaron las costas bajas de Java y Sumatra a consecuencia de lo cual se ahogaron 36 000 personas.

Cuando el Krakatoa volvió a ser visible se constató que habían desaparecido dos terceras partes de la isla. Observaciones posteriores revelaron que un espacio, anteriormente de tierra, de 20 km^2 era ahora un profundo hoyo submarino. En principio se pensó que la mayor parte de la isla —con un volumen estimado de 16 km^3— había estallado con las explosiones. Sin embargo, cuando se examinaron los depósitos circundantes de toba, se encontró que éstos contienen menos del 5 por ciento de material representante de las rocas desaparecidas. El resto, formado por cenizas vítreas y piedra pómez, es producto del magma responsable de la erupción. Así pues, lo que estalló no fueron principalmente las rocas del edificio volcánico, sino el magma subyacente sumamente cargado de gases. Éste, evidentemente, era similar a la materia madre de las *nubes ardientes* peleanas, pero su volumen —unos 18 km^3— era muchísimo mayor. El vaciado a esta escala tan gigantesca de las raíces volcánicas fundidas dejó la superestructura sin soporte, y por eso se derrumbó y se hundió, dejando una enorme caldera submarina, rodeada de islas, de 6 a 7 km de diámetro. Se ha

calculado que la energía liberada en esta operación volcánica fue no menor de la que producirían bombas de hidrógeno de 5000 megatones.

Después de 44 años de quietud superficial, se produjeron erupciones submarinas, a través del fondo de la caldera, situada a 300 m bajo el agua, y se construyó un cono que sobresalió del nivel del mar a fines de 1927 (fig. 12.43). Hasta 1933 se prosiguieron, a intervalos, las erupciones por la nueva salida. Es interesante destacar que mientras la tefra descargada en 1883 era de composición dacítica, con un 65 por ciento de sílice, las bombas y lapilli de Anak Krakatoa son de composición basáltica, con un 52 por ciento de sílice. En 1953 y 1959 se repitieron erupciones similares basálticas.

Calderas

Como ya se ha indicado, si una caldera se forma por una erupción explosiva que hace añicos y lanza al aire la superestructura de un volcán de modo que luego los residuos cubren la zona adyacente, los depósitos resultantes estarán formados principalmente de fragmentos de la parte desaparecida del cono, o sea de materiales «accesorios». Sólo unas pocas calderas menores, de diámetro generalmente menor de 1,5 km, se han originado así. En los depósitos de tefra que circundan las calderas mayores y algunas de las menores, la proporción de materiales accesorios es tan pequeña que hace pensar, casi sin duda, que la parte desaparecida del cono debió de hundirse. Este hundimiento global implica la remoción corres-

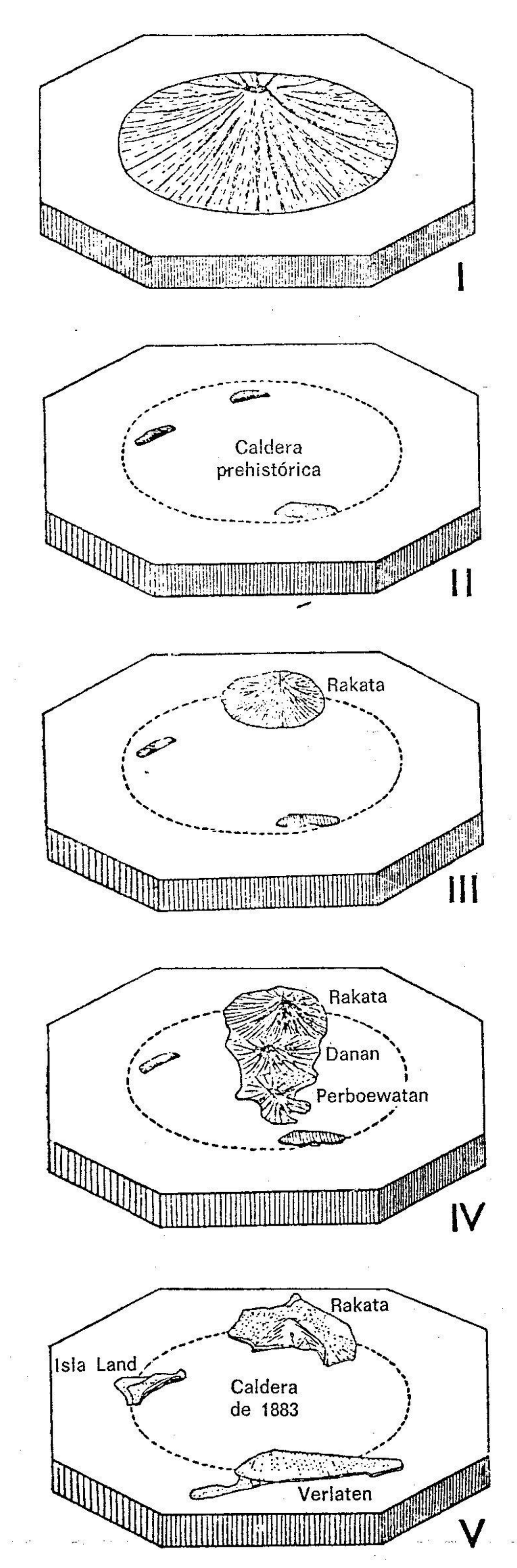


Figura 12.41. Bloques diagrama que representan cinco etapas de la historia del Krakatoa *(según B. G. Escher).*

I Cono original andesítico del Krakatoa.
II Después de su destrucción interna explosiva, probablemente acompañada de un hundimiento de la superestructura, se formó una gran caldera, bordeada por tres islas pequeñas.
III Crecimiento del cono basáltico de Rakata.
IV El Krakatoa antes de 1883, después de que los dos conos andesíticos posteriores se hubieran soldado con el Rakata.
V Islas residuales del borde de la caldera después de las erupciones de 1883. Las erupciones posteriores han construido la isla de Anak Krakatoa en el interior de la caldera.

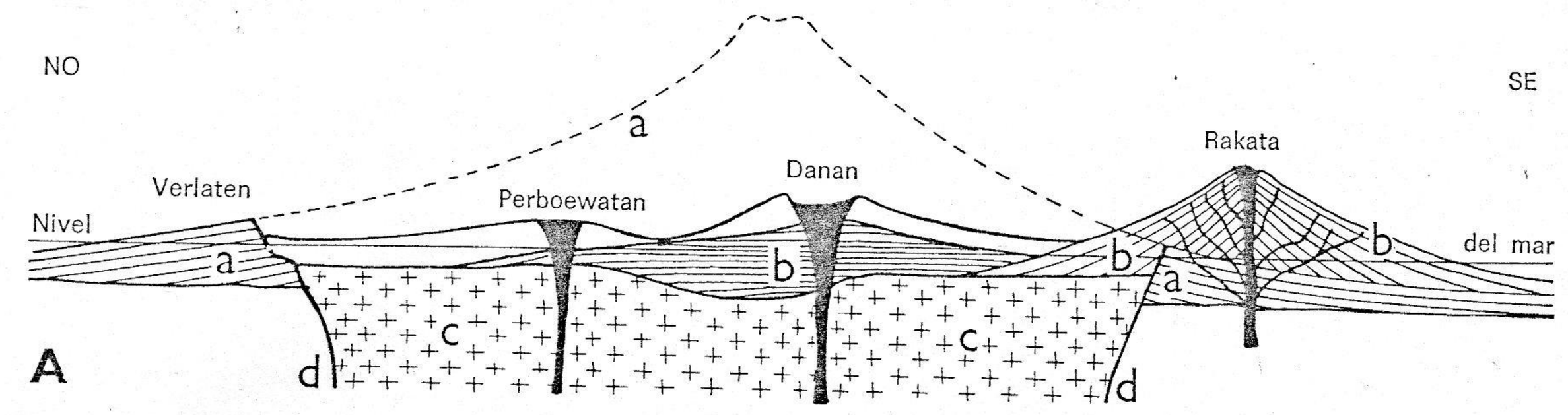
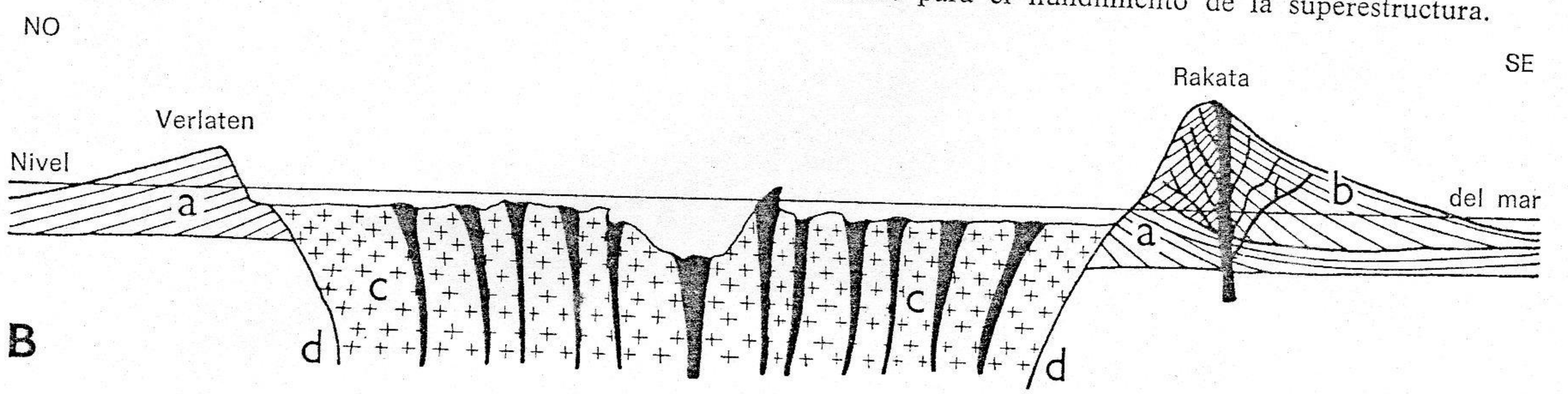


Figura 12.42. (A) Perfil del Krakatoa antes de 1883; en línea de trazos se representa el cono original, del que quedan restos *a* en Verlaten y junto a la base del Rakata; *b* representa las lavas, etc., de los conos posteriores (etapas III y IV de la figura 12.41); *c* son las rocas procedentes del cono *a* y el zócalo, hundido entre las fallas marginales *d*; bajo *c* se encuentra *e*, el material eruptivo muy cargado de gases (de profundidad desconocida) responsable de la explosión de 1883. (B) Perfil del Krakatoa después de las erupciones de 1883, representando esquemáticamente algunos de los muchos conductos y chimeneas por las que escapó *e*, en forma de sistema fluidizado, y produjo las condiciones para el hundimiento de la superestructura.



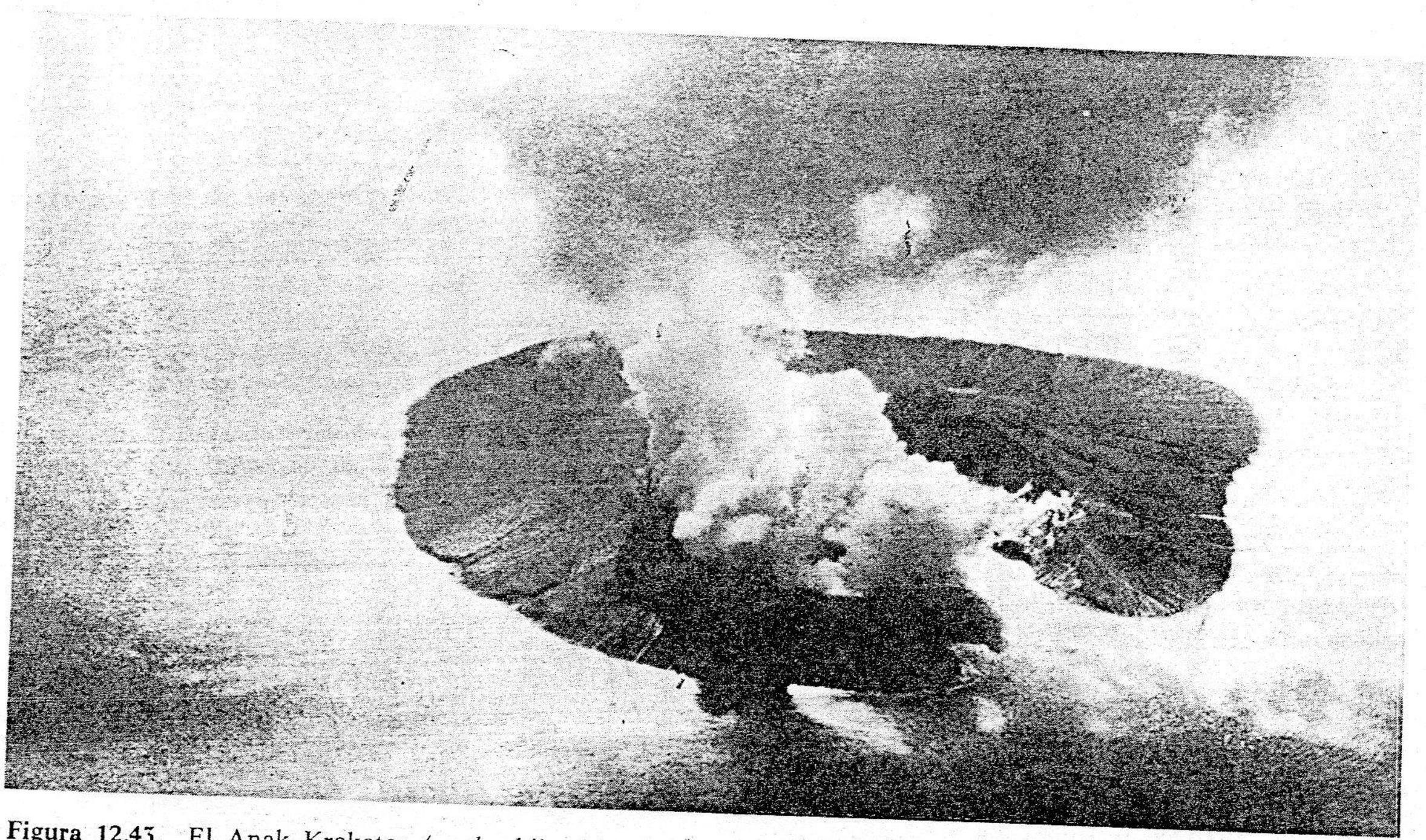


Figura 12.43. El Anak Krakatoa (*anak*: hijo de) en 1931, en la caldera del Krakatoa *(Paul Popper Ltd)*.

pondiente del soporte profundo y la provisión de un espacio en el que pueda hundirse la superestructura. Ya se han visto ejemplos que ilustran dos posibilidades. El Kilauea demuestra la eliminación del zócalo por drenaje submarino de lava. El Krakatoa y el Bezymianny demuestran la descarga paroxismal de magma fluidizado rico en gas por erupciones probablemente afines a las *nubes ardientes* de intensidad mega-peleana pero que pueden incluir fases plinio-vesubianas de violencia excepcional. Sin embargo, hay muchas calderas cuyo tamaño supera en mucho al de estas tres. Aquí se da una lista de las seleccionadas, con sus dimensiones máximas expresadas en km.

Lago Toba, Sumatra	50 × 20
Buldir (submarina), Islas Aleutianas	43 × 21
Aira (con la Sakurajima), Japón	25 × 24
Lago Kutchaio, Japón	26 × 20
Tarso Yega, Tibesti, Sahara	20 × 17
Aso San, N. Kyushu, Japón	23 × 14
Circo, Tenerife, Islas Canarias	20 × 12
Tarso Voon, Tibesti, Sahara	18 × 14
Santorin, Grecia	17 × 11
Albano, N. de Roma, Italia	11 × 10
Aniakchak, Islas Aleutianas	11 × 9
Crater Lake, Oregón, USA	10 × 10
Askja (incluyendo la Knebel, formada desde 1875), Islandia	8 × 6
Krakatoa, Indonesia (1883)	7 × 6
Tambora, Indonesia (1815)	6 × 6
Kilauea, Hawaii	5 × 3
Bezymianny, Kamchatka (1956)	2 × 1

El Crater Lake, de Oregón (fig. 12.44), ocupa una caldera de unos 10 km de diámetro formada por el hundimiento de lo que un día fue un cono compuesto elevado. Éste ha debido de existir hasta hace poco, ya que sirvió de soporte a glaciares que dejaron numerosas huellas de su existencia en las laderas externas de las paredes de la caldera. Los depósitos glaciales alternan con capas de tefra; y valles en U, no del todo rellenos de tefra, se pueden seguir cuesta arriba hasta el borde de la caldera, en cuyas paredes quedan bruscamente truncados. La datación por el método del radiocarbono de madera carbonizada de árboles muertos por la erupción responsable del hundimiento, dan una edad de 8000 años antes de nues-

Figura 12.44. Crater Lake (lago del Cráter), Oregón. Caldera prehistórica, con el cono de la isla Wizard emergiendo sobre el lago *(Museo Americano de Historia Natural, Nueva York).*

tras fechas. Para que en aquella época pudiera haber glaciares en el cono antiguo, éste debía tener unos 4000 m de altura, y por consiguiente debieron desaparecer más de 70 km³ de la estructura original. Howel Williams (1942) calculó que por lo menos 6 km³ del cono desaparecido se dispersaron por actividad explosiva. La desaparición de los 64 km³ restantes sólo podría explicarse como consecuencia del hundimiento por colapsamiento de la caldera. Howel Williams consideró que el espacio requerido para el hundimiento se conseguía por la retirada del magma basáltico subyacente, y la creación de un vacío real o potencial en parte por la erupción de 20 km³ de magma (líquido y cristalizado) y, en parte, por migración lateral. Hay indicios de una relación con complejos anulares en un arco semicircular de salidas, situadas a lo largo de la pared norte de la caldera, que probablemente están dispuestas siguiendo una fractura anular.

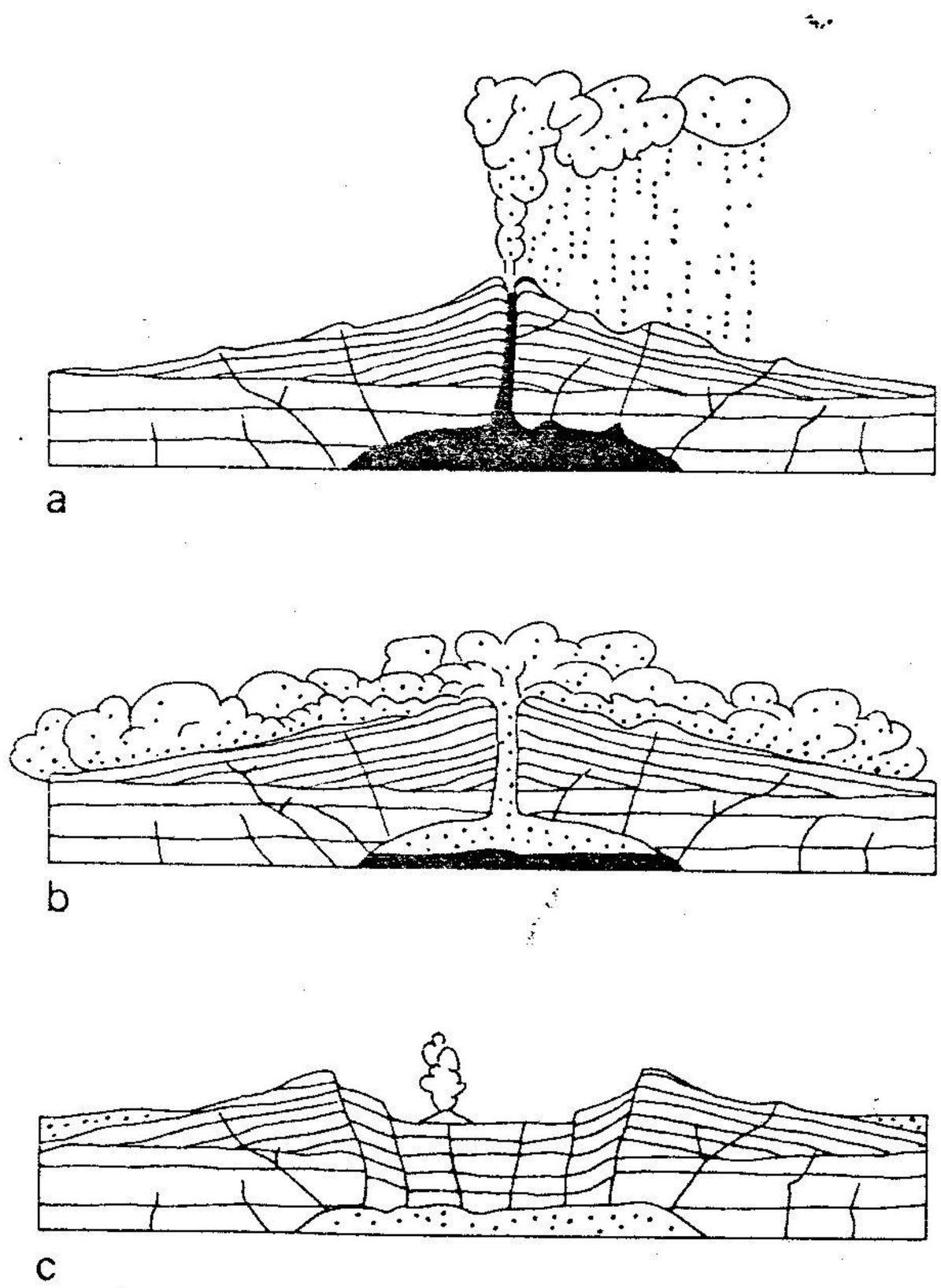


Figura 12.45. Etapas en la evolución de una caldera. Adaptado de Howel Williams (1942) en base al conocimiento más reciente de los complejos anulares.

(a) Iniciación de la actividad volcánica con erupciones de pumita y ascenso de magma muy arriba del conducto.

(b) Culminación de la actividad volcánica, con salida de *nubes ardientes* y vaciado de la cámara magmática.

(c) Colapsamiento y subsidencia del cono en capas falladas en forma de cuenco debido a la ausencia de un soporte, con formación de una caldera en la que se producen erupciones posteriores.

La erupción del Tambora en 1815, producida después de que durante mucho tiempo se hubiera estado considerando el volcán como extinguido, fue probablemente la más violenta registrada en tiempos históricos. Aunque el Krakatoa y el Monte Pelado produjeron muchísimas muertes, el Tambora descargó, por lo menos, 100 km³ de tefra andesítica y dejó una caldera de 6 km de diámetro en el lugar donde antes había un cono de más de 3500 m de altura. Desaparecieron, por lo menos, 30 km³ del cono. A partir de las descripciones de la erupción parece que ésta fue esencialmente de descarga de cenizas de tipo pliniano. La figura 12.45 ilustra un mecanismo posible de hundimiento que es coherente con la subsidencia de la caldera entre los complejos anulares (fig. 11.15).

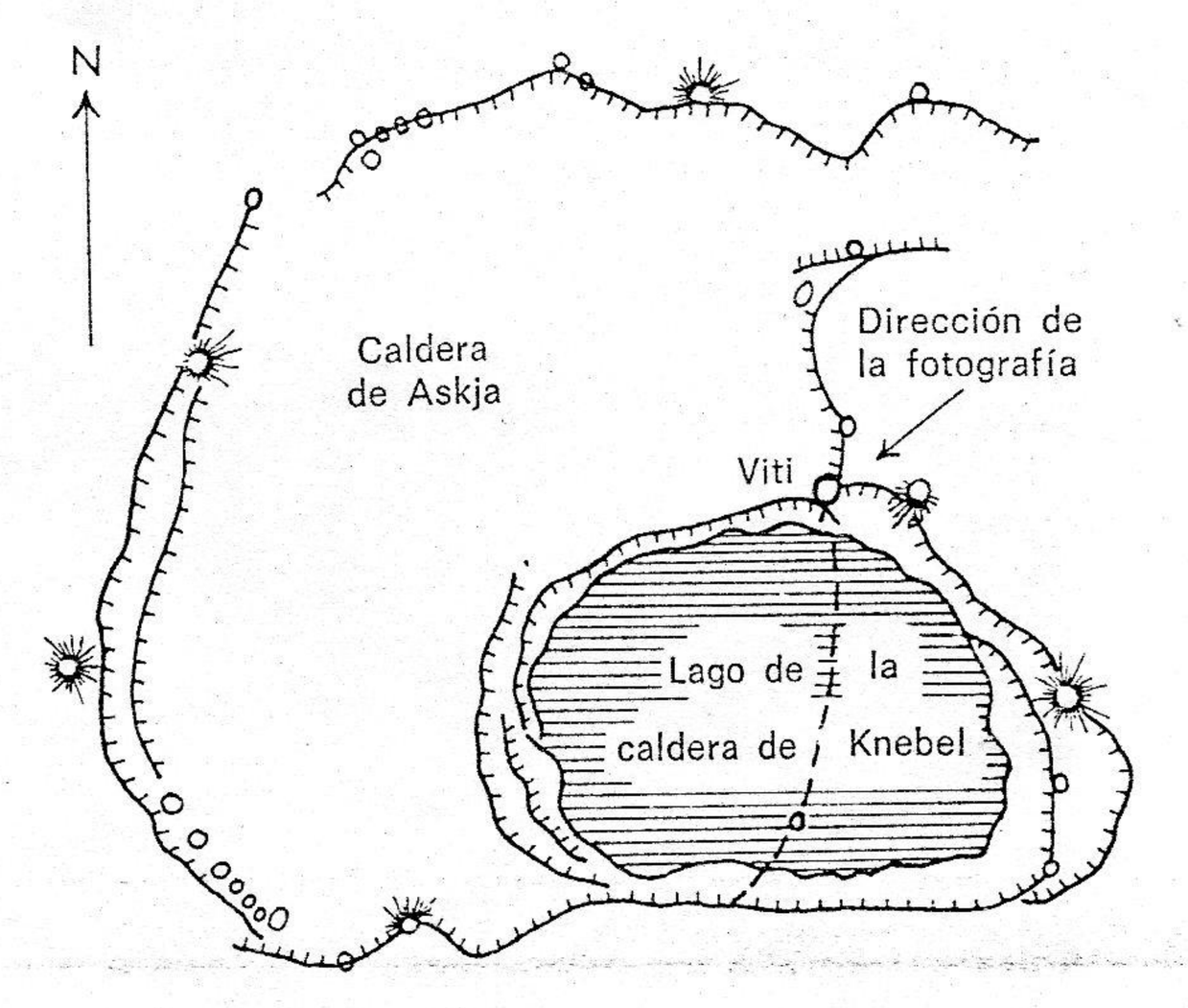
Una de las mayores calderas conocidas está situada en la cresta de las mesetas de Barisan, en el noroeste de Sumatra, y está ocupada en parte por el lago Toba del que toma su nombre. Su origen ha sido estudiado por muchos geólogos, en especial por van Bemmelen. A fines del Pleistoceno hubo erupciones paroxismales de tefra riolítica, que en principio se consideró que eran tobas y coladas de lava de riolita pero que más tarde se identificó como ignimbrita. Estas tobas y coladas tobáceas tienen un grueso espesor, ocupan más de 29 000 km² en Sumatra y se han seguido hasta Malaya, donde su espesor es aún de 1,5 a 6 m en los sitios no erosionados. El volumen calculado —considerando los depósitos marinos— es del mismo orden que el de la caldera que se formó a consecuencia de las tremendas explosiones.

Se cree que durante el Pleistoceno, un plutón granítico diapírico empezó a arquear las rocas que lo cubrían. El abombamiento culminó en lo que ahora es la zona del lago Toba, probablemente debido a que arriba se acumuló un gran núcleo de gases muy cargados de energía y éstos provo-

caron la formación de magma. La eventual fracturación del techo por la expansión que se producía debajo provocó que el material peligrosamente explosivo se autoexpeliera como en un vasto sistema fluidizado. Las erupciones —a juzgar por sus productos— debieron de parecer *nubes ardientes* gigantescas. A medida que iba aumentando el espacio disponible, parte de las rocas del techo arqueado se debieron hundir en el sistema fluidizado ascendente.

Cuando el hundimiento de una caldera va precedido de un abombamiento marcado o de la formación de una cúpula, la caldera resultante a veces se describe como *vulcano-tectónica*. La caldera de Askja, en Islandia, investigada por van Bemmelen y Rutten, es una depresión fallada y hundida de la parte superior de una región abombada de basaltos de mesa. Es especialmente interesante por: *a*) sus numerosos cráteres en los bordes, que hacen pensar en un desarrollo de diques anulares en profundidad, y *b*) por su renovado desarrollo en 1875 y después de esta fecha. Anteriormente a 1875 el fondo de la caldera era de basalto. En enero de este año hubo erupciones y

Figura 12.46. Cráter Viti, la más activa de las salidas de las erupciones de 1875, que produjeron el ensanchamiento de la caldera Askja por la formación de la caldera Knebel. El propio Viti se produjo por una erupción explosiva brusca en 1724. La caldera Knebel está parcialmente hundida en el fondo de la Askja, tal como se indica en el mapa esquemático. Para la situación véase la figura 12.9 *(Pall Jonsson, Reykjavik).*



aparecieron varios pequeños cráteres a lo largo del borde sureste de la caldera de Askja. En marzo se produjeron descargas paroxismales de pumita e ignimbrita, procedentes del Viti, el cráter de la figura 12.46, y probablemente de salidas menores que posteriormente quedaron sumergidas en el lago. La caldera Knebel resultante necesitó varios años para llegar a tener su tamaño actual. El lago fue aumentando progresivamente su volumen hasta 1907, fecha a partir de la cual ha fluctuado muy poco.

En algunas regiones volcánicas, en especial en Hawaii (pág. 235) y en Japón, las exploraciones sistemáticas y los trabajos topográficos precisos sobre volcanes, calderas y sus alrededores han puesto de manifiesto la asociación significativa de abombamiento antes de las erupciones y subsidencia inmediatamente después. El caso del Sakurajima, en el borde sur de la caldera de Aira (figura 12.47) es típico. Inmediatamente después de las erupciones de 1914 (fig. 12.12) se vio que se había hundido una extensión casi circular que cercaba la caldera. La depresión tenía su profundidad máxima, de unos 2 m, casi en medio del fondo de la caldera. Aunque la depresión era muy somera, su volumen era del mismo orden que el de la lava, la pumita y las cenizas arrojadas durante las erupciones (pág. 219). Unos meses después se vio que la misma región estaba abombándose de nuevo. El abombamiento prosiguió hasta que llegó al máximo (de nuevo en el centro de la caldera) inmediatamente antes de que el Sakurajima estallara en la gran erupción de 1946. Igual que anteriormente, a la evacuación de vastas cantidades de lava y gases le acompañó o le sucedió la formación de una vasta depresión. La evidencia sugiere que los abombamientos se producían como consecuencia del lento ascenso de magma muy cargado de gases y quizás, en parte, debido a la expansión implicada en la formación de magma nuevo mediante la ayuda de los gases ascendentes. La erupción subsiguiente produce un rápido drenaje del zócalo con el consiguiente desplome del techo. Por analogía, es de suponer que el tremendo hundimiento que supone la caldera de Aira debió estar precedido por erupciones que sobrepasan la capacidad de imaginación.

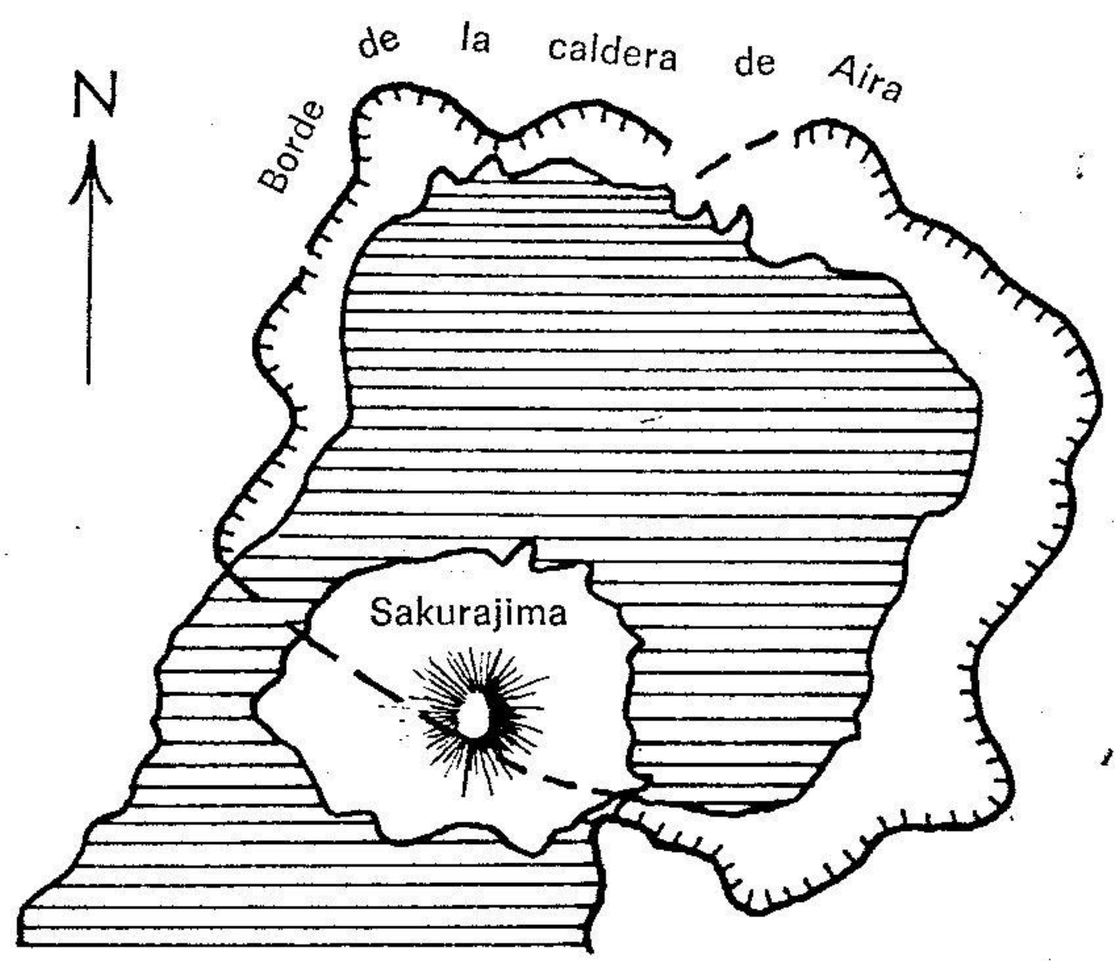


Figura 12.47. Volcán Sakurajima situado en el borde de la caldera Aira (24 × 25 km); Golfo de Kagojima, extremo sur de Kyushu, Japón (*Según K. Mogi,* 1958).

Referencias seleccionadas

Anderson, T. and Fleet, J. S., 1903, 'Report on the eruption of the Soufrière, in St Vincent, in 1902, and on a visit to Montagne Pelée, in Martinique', *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A, vol. 200, pp. 353–553.

Barth, T. F. W., 1950, *Volcanic Geology, Hot Springs, and Geysers of Iceland*, Carnegie Institution of Washington, Publication 587.

Baker, P. E., Gass, I. G., *et al*, 1964, 'The volcanological report of the Royal Society Expedition to Tristan da Cunha, 1962', *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A, vol. 256, pp. 439–578.

Bemmelen, R. W. van, 1939, 'The volcano-tectonic origin of Lake Toba (North Sumatra)', *Geologie en Mijnbouw*, The Hague, Netherlands, vol. 6, pp. 126–40.

Brown, M. C., 1962, 'Nuées ardentes and fluidization', *American Journal of Science*, vol. 260, pp. 467–70. Also McTaggart, K. C., ibid., pp. 470–6.

Bullard, F. M., 1962, *Volcanoes: In History, in Theory, in Eruption*, University of Texas Press, Austin, Texas.

Foshag, W. F., and Gonzalez, J. R., 1956,

'Birth and development of Paricutin Volcano, Mexico', *United States Geological Survey Bulletin*, 965D, pp. 355–485
LACROIX, A., 1904, *La Montagne Pelée et ses Éruptions*, Masson, Paris.
MACGREGOR, A. G., 1938, 'Royal Society Expedition to Montserrat, B. W. I. The volcanic history and petrology of Montserrat, with observations on Mt Pelée in Martinique', *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, B, vol. 229, pp. 1–90.
PERRET, F. A., 1924, *The Vesuvius Eruption of 1906*, Carnegie Institution of Washington, Publication 339.
— 1935, *The Eruption of Mt Pelée*, 1929–32, ibid., Publication 458.
— 1950, *Volcanological Observations*, ibid., Publication 549.
THORARINSSON, S., 1967, *Surtsey: The New Island in the North Atlantic*, Viking Press, New York.
WILLIAMS, H. M., 1941, *Calderas and their Origin*, University of California Press, Los Angeles.
— 1941, *Crater Lake: The Story of its Origin*, University of California Press, Los Angeles.